

**Begleittext
zum Doppelblatt**

**GEOLOGIE
UND PALÄO GEOGRAPHIE**

**aus dem Themenbereich II
LANDESNATUR**

**von
Klaus Temnitz**

**Herausgegeben von der
Geographischen Kommission für Westfalen
Landschaftsverband Westfalen-Lippe**



**Aschendorff Münster
1991**

INHALT

1. Einführung	1	3.2 Weserbergland	20
1.1 Forschungszweige und Kartenwerke	1	3.3 Westfälische Bucht	30
1.2 Quellen und Hinweise	3	3.4 Niederrheinische Bucht	40
2. Gesteinsarten und Erdkruste	5	3.5 Ems-Weser-Tiefland	45
3. Geologisch-tektonische Einheiten in Nordwestdeutschland	9	4. Erläuterung von Fachausdrücken	56
3.1 Rheinisches Schiefergebirge (Nordost-Teil)	10	Literatur, Karten	59

Geologie und Paläogeographie

VON KLAUS TEMLITZ, MÜNSTER

1. EINFÜHRUNG

1.1 FORSCHUNGSZWEIGE UND KARTENWERKE

Forschungsfelder der Geologie sind Zusammensetzung, Bau und Entwicklung der Erdkruste, d. h. der äußeren Erdschale, die im Bereich der Kontinente bis rd. 50 km, unter Hochgebirgen bis zu 70 km, und unter Ozeanen bis etwa 10 km in die Tiefe reicht. Die *allgemeine* oder *dynamische* Geologie erforscht die die Erdkruste gestaltenden endogenen (innenbürtigen) und exogenen (außenbürtigen) Kräfte wie Gebirgsbildung (Orogenese), Vulkanismus, Erdbeben oder Verwitterung, Abtragung und Ablagerung. Die *historische* Geologie befaßt sich mit der zeitlichen Ordnung des erdgeschichtlichen Geschehens, der aus dem Beschreiben und Vergleichen von Lagerung und Ausbildung der Gesteine (und Fossilien) sowie deren Altersbestimmung zu entwickelnden Abfolge geologischer Systeme und Serien. Den Ursachen und Gesetzmäßigkeiten des Baues der Erdkruste, den Krustenbewegungen (Hebungen, Senkungen, Seitenbewegungen, Pressungen, Dehnungen) und den Massenverlagerungen in tieferen Zonen widmet sich die Geotektonik.

Ein weiterer Zweig der Geologie ist die Paläogeographie, die Wissenschaft von den geographischen Verhältnissen, d. h. der Verteilung von Land und Meer, in früheren Abschnitten der Erdgeschichte. Teilgebiete sind desgleichen die Klimatologie der Vorzeit, die Paläoklimatologie, und der Erdmagnetismus vergangener Zeiten, der Paläomagnetismus. Bodenkunde, Gesteinskunde (Petrographie), Mineralogie, Geochemie und Geophysik stellen mehr oder weniger eigene Wissenschaftsbereiche dar, die in fachlichem Austausch mit der Geologie stehen, ebenso die verselbständigte Paläontologie, die Erforschung der Lebewesen der Vorzeit. Einige dieser Wissenschaftsbereiche, wie auch die Geomorphologie, die Formenkunde der Landschaft, sind zugleich Grenzwissenschaften zwischen der Geographie und der Geologie.

Die geologischen Verhältnisse bestimmter Ausschnitte der Erdoberfläche, von Landesteilen, Ländern oder Erdteilen, sind Gegenstand der *regionalen* Geologie; die *praktische* oder *angewandte* Geologie dient unter Nutzung der wissenschaftlichen Erkenntnisse der Erschließung von Lagerstätten oder anderen wissenschaftlichen und technischen Zwecken.

Die frühen geologischen *Karten* waren nicht eigentlich geologische, sondern petrographische Karten mit Angaben wie „granitartiges Gestein“, „Sand“, „Kalk-Gestein“, jedoch noch ohne Altersstellung. Einen Fortschritt bedeuteten die ab der Wende zum und in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts als Folge geognostischer (griech. *ge* „Erde“, *gnosis* „Kenntnis“) Landesuntersuchungen veröffentlichten Karten. Ihre Inhalte und Art der Darstellung zeigten zwar deutlich eine autorenbezogene Individualität, ihre Legenden beruhten im wesentlichen jedoch schon auf bis heute gültigen Grundsätzen. Zu diesen Karten zählen u. a. die geognostischen Übersichtskarten von Deutschland, 1821–1831 von CHR. KIEFERSTEIN, 1826–1843 von L. VON BUCH und 1838 von H. VON DECHEN. VON DECHEN erarbeitete auch die erste flächendeckende „Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen sowie einiger angrenzender Gebiete“. Das Kartenwerk (Maßstab 1:80 000) in 34 Sektionen erschien in den Jahren 1855–1865, erweitert 1870 um den Textbeitrag „Orographische und hydrographische Übersicht“. Eine Zusammenfassung der in dem Kartenwerk niedergelegten Ergebnisse bot H. VON DECHEN in der Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen im Maßstab 1:500 000, herausgegeben 1866 und, in verbesserter zweiter Auflage, 1883.

In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts war die geologische Forschung derart in die Details eingedrungen, daß in der Kartierung größere Maßstäbe angewandt werden mußten, womit sich die „Spezialkartierung“ entwickelte. Dabei setzte sich in Deutschland für amtliche geologische Karten der Maßstab

1:25 000 durch, beginnend 1866 in Preußen mit ersten geologischen Meßtischblättern. Da für die Provinz Westfalen solche Karten erst nach 1900 vorlagen, stützte sich R. LEPSIUS in seiner bekannten Geologischen Karte des Deutschen Reiches (27 Blätter in 1:500 000) für Westfalen und weitere Gebiete 1894–1897 noch auf die Ergebnisse von DECHENS. Die länderdeckenden Spezialkartierungen konnten nicht mehr das Werk einzelner Geologen sein, weshalb es zur Gründung geologischer Landesämter kam, so 1873 zur Gründung der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin. Der große Maßstab der Spezialkarten gestattete die Wiedergabe einer Fülle von Erkundungsergebnissen, erschwerte aber auch die zügige Erstinformierung bzw. den Überblick über größere Gebiete. Daher blieb die Forderung nach einer Reduzierung und Zusammenfassung in Karten kleinerer Maßstäbe. Dieser Aufgabe unterzogen sich sowohl Einzelaufnahmen als auch geologische Landesanstalten. Ein Ergebnis war u. a. die Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1:200 000 ab 1922.

Für Teilgebiete Westfalens entstanden bis zum Zweiten Weltkrieg als Übersichtskarten u. a. die folgenden (nach MÜLLER-WILLE 1966, S. 9).

Für das Südergebirge (Nordost-Sektor des Rheinischen Schiefergebirges): W. PAECKELMANN, Geologisch-tektonische Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges 1:200 000, Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin 1926; A. FUCHS, Geologische Übersichtskarte des nördlichen Sauerlandes und des Bergischen Landes 1:100 000, ebenda 1928; W. PAECKELMANN, Geologische Übersichtskarte des östlichen Sauerlandes 1:154 000, in: „Grundzüge der Tektonik des östlichen Sauerlandes“, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, Bd. 54, Berlin 1934.

Für das Weserbergland: H. STILLE, Geologische Übersichtskarte der Kreidebildungen zwischen Paderborn und dem südlichen Egge-Gebirge 1:75 000, Abh. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F., Heft 38, Berlin 1923 nach Aufnahmen von 1900–1902; H. STILLE u. A. MESTWERDT, Geologische Übersichtskarte des südlichen Teutoburger Waldes 1:100 000, nach Spezialaufnahmen von H. Stille, A. Mestwerdt u. a. hg. von der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin 1919; H. STILLE, Übersichtskarte der saxonischen Ge-

birgsbildung zwischen Vogelsberg und Rhön und der Norddeutschen Tiefebene 1:250 000, Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin 1922.

Für die Westfälische Bucht: P. KUKUK, Geologische Übersichtskarte des Kreidebeckens von Münster (bei abgedecktem Diluvium) ca. 1:350 000, Tafel 1 in der von KUKUK herausgegebenen „Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes“, Berlin 1938; E. BEYENBURG, H. W. QUITZOW u. H. UDLUFT, Geologische Übersichtskarte des Rheinisch-Westfälischen Industriegebietes 1:500 000, hg. vom Reichsamt für Landesaufnahme, Berlin 1938.

Für das (Alt-)„Westfälische“ Tiefland: H. STILLE u. R. BRINKMANN, Der tiefere Untergrund Süddoldenburgs 1:375 000, Abb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F., Heft 116, Berlin 1930.

Bei diesen Karten interessierte in erster Linie der von den Ablagerungen des Pleistozäns (Eiszeit) befreite Untergrund. Insofern war es zu begrüßen, daß P. WOLDSTEDT 1935 durch die Preuß. Geol. Landesanstalt eine Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1:1 500 000 herausbrachte, die, wenn auch keine allseitig befriedigende, so doch eine auf spezielle Arbeiten zurückgreifende Auffassung in möglichst differenzierter Darstellung vermittelte.

Heute steht dem geologisch Interessierten eine Reihe von Karten bzw. Kartenwerken zur Verfügung, die nicht nur über die geologischen Gegebenheiten im engeren Sinne informieren, sondern z. B. auch über Böden, hydro- oder ingenieurgeologische Verhältnisse. In *Nordrhein-Westfalen* ist als Herausgeber in erster Linie das Geologische Landesamt in Krefeld zu nennen. Hier erscheinen – in der Regel mit Erläuterungsheften – u. a. die Geologischen Karten 1:25 000 und 1:100 000, die Bodenkarten 1:25 000, 1:50 000 und 1:100 000, die Hydrogeologische Karte 1:100 000 sowie die Ingenieurgeologische Karte 1:25 000 neben Einzelveröffentlichungen wie der „Geologischen Karte des Ruhrkarbons 1:100 000“ (1982) und der „Karte der Grundwasserlandschaften in Nordrhein-Westfalen 1:500 000“ (2. Aufl. 1980). Übersichtskarten 1:500 000 mit Textbeilagen bietet zudem der Deutsche Planungsatlas, Band 1, Nordrhein-Westfalen; z. B. 1976 die Karten „Geologie“ und „Geo-

logische Struktur“, 1971 „Böden“, 1978 „Hydrogeologie“. Weitere Übersichtskarten veröffentlicht in Zusammenarbeit mit den Geologischen Landesämtern die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover, so u. a. die „Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland und benachbarter Gebiete 1:1 000 000“ (3. Aufl. 1981) und die „Geologische Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1:200 000“ (Ziel: 42 Blätter für die BR Deutschland vor 1990). Detailliertere Aussagen für den *niedersächsischen Bereich* sind der „Geologischen Karte von Niedersachsen 1:25 000“ zu entnehmen, herausgegeben vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover, die jedoch weitgehend – vor allem für den nördlichen Landesteil – erst als Manuskriptkarte vorliegt.

1.2 QUELLEN UND HINWEISE

Das vorliegende Atlas-Doppelblatt zur regionalen Geologie Westfalens und angrenzender Gebiete umfaßt eine Übersichtskarte, vier Karten mit weiterführender Themenstellung, zwei Profile und eine Zeittafel. Diese Darstellungen dokumentieren Ergebnisse der historischen Geologie, der Geotektonik und der Paläogeographie. Abbildungen zu Erscheinungen und Vorgängen aus dem allgemeingeologischen Bereich, z. B. zur Wirkungsweise des Wassers, Windes und Eises oder zur Zusammensetzung des Erdinneren und zum sedimentären Zyklus (Entstehung der Sedimentgesteine), bleiben in der Regel der einschlägigen Fachliteratur bzw. den Textbeilagen zu geologischen Karten vorbehalten.

Die **Karte 1** („Geologie“) beruht auf mehreren Vorlagen. Als eine wesentliche Quelle diente die von der Akademie für Raumforschung und Landesplanung, Hannover, in Zusammenarbeit mit der damaligen Landesplanungsbehörde Nordrhein-Westfalen herausgegebene Karte „Geologie“ (1:500 000), veröffentlicht 1976 gemeinsam mit der Karte „Geologische Struktur“ (1:500 000) in der achten Lieferung des Deutschen Planungsatlas, Band 1, Nordrhein-Westfalen. Grundlagen bildeten des weiteren die 1986 vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung publizierte „Geologische Übersichtskarte von Niedersachsen 1:500 000“ sowie

die bereits erwähnte „Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland und benachbarter Gebiete 1:1 000 000“ der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (3. Aufl. 1981).

Die Maßstäbe der Vorlagen – 1:500 000 und 1:1 000 000 – bedingten für Entwurf und Reinzeichnung der **Karte 1** in dem für die Großkarten im „Geographisch-landeskundlichen Atlas von Westfalen“ üblichen Maßstab 1:750 000 eine vermittelnde Neukonzeption. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurden einige Elemente des Karteninhalts gegenüber den größermaßstäbigen Vorlagen generalisiert, z. B. einzelne geologische Formationen bzw. Systeme, d. h. höherrangige stratigraphische Zeiteinheiten, in denen die Schichten zur Ablagerung kamen, nicht weiter differenziert. Manche kleineren, regional jedoch nicht unbedeutende geologischen Objekte verblieben allerdings mittels relativer Vergrößerung noch im Kartenbild. Hinsichtlich der größermaßstäbigen Vorlage konnte die flächenhafte Erstreckung einiger Formationen detaillierter dargestellt werden. Wichen die Vorlagen voneinander ab oder boten sie keine ausreichende Lesbarkeit, fanden weitere geologische Karten verschiedener Maßstäbe als Entwurfsquellen Verwendung, so die Kartenwerke 1:100 000 und 1:200 000 oder die „Geologische Übersichtskarte von Nordwestdeutschland 1:300 000“ (1951).

Die **Karte 1** soll innerhalb der in dem dargestellten Erdausschnitt gegebenen geologischen Vielfalt vor allem das Erfassen größerer Einheiten und deren regionaler Verbreitung erleichtern. In die Legende wurde daher eine weitergehende stratigraphische Differenzierung der System-Abteilungen, der Serien, auch nach Stufen nicht aufgenommen; sie sollte größermaßstäbigen Karten vorbehalten bleiben. In der Farbgebung, die sich an der heute praktizierten orientiert, kennzeichnen dunkle bis graue und braunrote Farbtöne die Formationen des Erdalters, des Paläozoikums. Dagegen zeigen hellere Farbtöne – braune, blaue, grüne, gelbe und lichtbeige – die jüngeren Formationen an. Für Kalkgesteine übliche blaue Farbtöne weisen sowohl den devonischen Massenkalk (dunkelblau) als auch das Jura-System aus. Die nach der Art ihrer Entstehung von den Sedimentgesteinen zu unterscheidenden magmatischen Gesteine (vgl. Abschn. 2) treten in roten Farbtönen hervor.

Um das angestrebte schnellere Erfassen der geologischen Zeiteinheiten (Ären) und Systeme in ihrer Verbreitung möglichst wenig zu beeinträchtigen, wurden zur Unterscheidung der Serien bzw. Abteilungen statt zusätzlicher Farben oder Farbvarianten Schraffuren gewählt. Unter den Schraffuren bleibt die typische „Kennfarbe“ eines Systems im wesentlichen erhalten. Die älteren Serien sind jeweils rechtsschräg, die mittleren waagrecht und die jüngeren senkrecht schraffiert. Somit läßt sich auf einen Blick die Altersstellung einer Serie erkennen. Für die Herstellung und den Druck der Karte hat dieses Verfahren zudem den Vorteil, die moderne, kurze Farbskala anwenden zu können aus den vier Grundfarben (inkl. Schwarz) unter Ergänzung um allenfalls ein oder zwei Zusatzfarben. Das Quartär gliedern „struktur-nahe“ Flächensignaturen anstelle der Schraffuren. Zum einen wird damit dem Wechsel von Festgestein, das in den Serien der älteren Systeme dominiert, zum Lockergestein des Quartärs Rechnung getragen, zum anderen der noch verhältnismäßig „frischen“ morphologischen Konturierung der jungen Sedimente, aus der die Einflüsse exogener Kräfte zum Zeitpunkt der Sedimentab- und -umlagerungen noch z. T. unmittelbar zu erschließen sind. Eine Untergliederung allein in Pleistozän und Holozän durch zwei verschieden gerichtete Schraffuren wäre zu aussageschwach, zumal die quartären Lockerabsätze fast die Hälfte des in der Karte 1 dargestellten Erdausschnittes bedecken. Von den markanten Eisrandlagen (Endmoränen) abgesehen, tragen die kleineren glazialen Aufschüttungsformen, wie Kames oder Os, keine Zusatzsignatur; sie fallen unter die Legendenrubrik ‚Gchiebemergel, -lehm; Kies, Sand‘.

Die **Zeittafel 2.1** informiert über die vor allem durch physikalische Zeitbestimmungen ermittelte Altersstellung und Dauer der einzelnen in Karte 1 wiedergegebenen geologischen Systeme und Abteilungen (Serien) sowie deren Unterteilung in Stufen (Subserien).

Karte 2.2, „Baueinheiten der Erdkruste“, zeigt für einen größeren Ausschnitt das Gefüge von Schollen, d. h. von Teilen der Erdkruste, die in verschiedenen Erdzeitaltern ihre Ausprägung erfuhren, seither jedoch als relativ starre Blöcke im wesentlichen unverändert blieben. Die Darstellung beruht auf einer gleichnamigen Abbildung in der Text-

beilage zur Karte „Geologie“ Nordrhein-Westfalens im Deutschen Planungsatlas (THOME 1976, S. 8). Eine Großscholle ist das paläozoische Rheinische Schiefergebirge, zu dem auch noch der Untergrund („abgesunkene Scholle“) der Westfälischen Oberkreide-Mulde gehört, zusammen als Rheinische Masse bezeichnet. Nördlich der alten Rheinischen Masse erstrecken sich das Niedersächsische Tektogen, das vorwiegend spät-erdmittelalterlichen Krustenbewegungen unterlag, und die Pompeckj'sche Schwelle, eine tektonisch ruhigere Zone, die das Niedersächsische Tektogen im Norden begrenzt. Nach Westen trennt die Ostholländische Triasplatte das Niedersächsische Tektogen von der noch aktiven Senkungszone des Niederländisch-Niederrheinischen Tertiär-Beckens. Östlich des Rheinischen Schiefergebirges liegt die Hessische Senke, die westlich des paläozoischen Spessart-Kerns in den Oberrheintal-Graben überleitet. Auch nach Norden setzt sich der Senkungsbereich fort, wie die Lage des Leinetal-Grabens anzeigt.

Aus der Karte „Geologische Struktur“ Nordrhein-Westfalens im Deutschen Planungsatlas ist, unter Hinzuziehung einer Beikarte zu der „Geologischen Übersichtskarte Nordrhein-Westfalen 1:500 000“ von 1956 und weiterer Quellen, die Karte 2.3 entwickelt worden. Sättel und Mulden kennzeichnen das Grundgebirge; im Deckgebirge kommen noch Aufwölbungs- bzw. Pressungsachsen hinzu. *Grundgebirge* im geologischen Sinne bestehen aus paläozoischen Gesteinen; die jüngeren Gesteinsfolgen werden als *Deckgebirge* bezeichnet. Gebirge zugleich auch nach geographisch-geomorphologischen Kriterien, d. h. nach Höhenverhältnissen und Geländeformen, sind das paläozoische Grundgebirge (Rheinisches Schiefergebirge) und das jüngere Deckgebirge im Bereich der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle (Weserbergland) und der Hessischen Senke. Naturräumlich gehören sie zu der Großregion der Mittelgebirge zwischen dem Tiefland im Norden Deutschlands und den Alpen im Süden.

Zwei **Profile (2.4)** nach Vorlagen von O. DEUTLOFF und K. N. THOME auf dem Legendenblatt zur Karte „Geologie“ Nordrhein-Westfalens im Deutschen Planungsatlas ergänzen die Karte 1. Sie veranschaulichen den geologischen Bau auch des Untergrundes mit den Lagerungsverhältnissen der Gesteins-

schichten. Die Profile beginnen jeweils in der Westfälischen Oberkreide-Mulde und reichen einerseits, die Mulde nordsüdlich, das Rheinische Schiefergebirge nordöstlich-südwestlich querend, bis zum Siegener Sattel (Antiklinorium) und andererseits, ausgehend vom Ostrand der Mulde, durch den Bereich der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle (Weserbergland) bis zur Schaumburg-Lippischen Hauptmulde im Raum Bückeburg, Farbgebung und Längenmaßstab der 1,6fach überhöhten Profile entsprechen der Karte 1.

Die mutmaßliche Verteilung früherer Land- und Meeresräume im nordwestlichen Europa zeigen die beiden paläogeographischen Karten 2.4 und 2.5. Aufgrund petrographischer und paläontologischer Merkmale der Sedimente (Petro- und Biofazies) und der daraus abzuleitenden Lage von Abtragungsräumen (i. a. Land) und Sedimentationsräumen (i. a. Meer) wurden die geographischen Gegebenheiten in zwei für die wirtschaftliche Entwicklung und naturräumliche Prägung Westfalens wichtigen erdgeschichtlichen Zeitspannen erschlossen: dem Westfal im Oberkarbon und der Oberkreide. Die Darstellungen stützen sich im wesentlichen auf zwei entsprechende Karten (11 u. 23) im „Geological Atlas of Western and Central Europe“ (1982).

Mit dem „Geographisch-landeskundlichen Atlas von Westfalen“ sollen landeskundliche Forschungsergebnisse in Karten und Begleittexten jedem, und nicht nur dem fachwissenschaftlichen Informanten anschaulich bzw. verständlich vermittelt werden. So ist der vorliegende Begleittext zu der im Atlas-Doppelblatt „Geologie und Paläogeographie“ dokumentierten erdgeschichtlichen Entwicklung Westfalens und angrenzender Räume auch für den Nichtgeologen gedacht. Erläuterungen einiger Fachbegriffe finden sich im Abschn. 4; Quellen und Hinweise auf weiterführende Literatur sind daran anschließend zusammengestellt. Da die Fülle des Stoffes kaum jemanden mehr zur Abfassung einer möglichst alle Aspekte aufgreifenden fachwissenschaftlichen Geologie einer Region z. B. vom Umfang eines Bundeslandes ermutigt, sei hier vorab die umfassende „Geologie Nordrhein-Westfalens“ von J. HESEMANN genannt als eine der wenigen Ausnahmen aus jüngerer Zeit (1975). Über einzelne Teilbereiche informieren auch die folgenden bisher im „Geographisch-landeskundlichen Atlas von Westfalen“ erschienenen Doppelblätter

und Begleittexte: „Relief“ (1. Lfg., 1985), „Spät- und nacheiszeitliche Ablagerungen“/ „Vegetationsentwicklung“ (1. Lfg.), „Lagerstätten, Gesteinsarten, Karst“ (3. Lfg., 1987) und „Geomorphologie und Naturräume“ (6. Lfg., 1991).

Eine gute Einführung in die Geologie einzelner, wenn auch durch den Blattschnitt und nicht nach naturräumlichen Kriterien abgegrenzter Teilräume bietet für Nordrhein-Westfalen die „Geologische Karte 1:100 000“ des Geologischen Landesamtes. Die Erläuterungen zu den Karten, die ganz überwiegend in den 1980er Jahren verfaßt wurden, geben Auskunft über die Erdgeschichte und den geologischen Bau, die Lagerstätten, das Grundwasser sowie ausgewählte geologische Beispiele (Exkursionsvorschläge) der betreffenden Gebiete, berücksichtigen aber in der Regel auch kurz die erdgeschichtliche Entwicklung der übergeordneten geologisch-tektonischen Einheit (oder Einheiten), der die Gebiete angehören. Auf diesen fachwissenschaftlich aktuellen Erläuterungen basieren daher zum Teil auch die folgenden Ausführungen zu den Abschnitten 3.1–3.5.

2. GESTEINSARTEN UND ERDKRUSTE

Locker- und Festgestein bilden als Gemenge von Mineralien den natürlichen Untergrund. Als unmittelbaren Untergrund verzeichnen geologische Karten das oberste petrographisch und stratigraphisch definierbare Gestein, das direkt unter den Böden ansteht, in der Regel also in einer Tiefe von 0,2 bis 2 m. Die Gesteine unterscheiden sich voneinander durch ihren Bestand an Mineralien – den Verbindungen chemischer Elemente – und deren chemischer Zusammensetzung, durch ihre physikalischen Eigenschaften (z. B. Dichte und Festigkeit) sowie ihr Gefüge, das durch die Struktur (z. B. Korngröße und -verteilung) und die Textur (z. B. geschichtet oder massig-richtungslos) bestimmt wird. Nach ihrer Entstehung unterteilt man die Gesteine in *Sedimentite*, auch Schicht- oder Ablagerungsgesteine genannt, *Metamorphite* (Umwandlungsgesteine, kristalline Schiefer), die aus der Umwandlung anderer Gesteine hervorgehen, und *Magma-tite* (Erstarrungs-, Eruptiv-, Glutfluß-, Massen- oder Magmagesteine) aus schmelzflüssigem Magma.

Lockergesteine sind unverfestigte Sedimente, d. h. durch mechanische Verwitterung aufbereitetes und durch Transportmittel verfrachtetes Gesteinsmaterial, das bei Nachlassen der Transportkraft zunächst als grobkörniges, später feinkörniges Material meist geschichtet abgelagert worden ist. Hinzu kommen Ablagerungen von im Wasser durch chemische Ausscheidung gebildeten Teilchen sowie von pflanzlichen oder tierischen Organismen.

Äolische Sedimente werden vom Wind transportiert und, je nach der für den Transport erforderlichen Energie, sortiert abgelagert, z. B. als Dünen oder Lößdecken. Sie zählen zu den terrestrischen Sedimenten wie auch die fluviatilen, glazialen bzw. fluvioglazialen und limnischen Sedimente. *Fluviatile*, von Flüssen mitgeführte Sedimente finden sich, kantengerundet und sortiert, in Form von Sandbänken, Terrassen, Schwemmkegeln u. a. m. *Glaziale* und *fluvioglaziale* Sedimente sind Bildungen unter und vor dem Inlandeis in Kaltzeiten (z. B. Moränen und Sander); *limnische* Sedimente lagern in Süßwasserseen. Dem Übergangsbereich von den terrestrischen zu den marinen Ablagerungen gehören die *paralischen* und *brackischen* an. 'Niederschläge' in Strandseen (Lagunen) mit starker Verdunstung werden als lagunäre Ablagerungen bezeichnet. Strand- und küstennahe Sedimente sind die *litoralen*, solche der offenen Flachsee oder des Schelfbereiches (bis etwa 200 m Tiefe) die *neritischen*, denen sich im mitteltiefen Meer die *bathyalen* und in der Tiefsee (ab etwa 800 m Tiefe) die *abyssalen* oder *pelagischen* Ablagerungen anschließen.

Aus der Art der Verwitterung resultiert eine Dreiteilung in mechanische oder klastische, chemische und organische Sedimente. *Klastische* Sedimente bestehen aus rein physikalisch (mechanisch) zertrümmerten Teilen des Ausgangsgesteins von verschiedener Trümmergröße (Korndurchmesser). Grobe Trümmer mit mehr als 2 mm Korndurchmesser, die sog. *Psephite*, sind Blöcke (eckig), Gerölle, Schotter und Kiese (gerundet). Die Trümmergröße verringert sich über die sog. Psammite oder mittelgroßen Trümmer mit Kornquerschnitten von 2 bis 0,02 mm, denen die Grob- und Mittelsande angehören, bis zu den sog. *Peliten*, dem Feinmaterial mit einem Korndurchmesser unter 0,02 mm: Löß, Schluff, Schlick und Schlamm, Ton, Mergel und Lehm.

Blöcke stellen kaum verfrachtete Gesteinstrümmer dar, Gerölle und Schotter weiter transportierten Gesteinsschutt, vornehmlich in den Oberläufen der Flüsse. Weiter nach den Unterläufen zu finden sind Kiese und Sande. Feinstes von den Flüssen (oder vom Wind) transportiertes Gesteinsmehl gelangt bis weit in das Meer hinaus und bildet dort zusammen mit abgestorbenen und absinkenden Organismen Schlicke und Schlamme, z. B. Globigerinen-/Radiolarien-(Wurzelfüßer-) oder Diatomeen-(Algen-)schlamm, Blau- oder Grünschlamm und Roten Tiefseeton. Eine Mischung aus dem feinstkörnigen klastischen Sediment, dem Ton (Korndurchmesser unter 0,002 mm), mit Kalkkomponenten bezeichnet man als Mergel, wobei das Mengenverhältnis beider Bestandteile in weiten Grenzen schwanken kann: Tonmergel z. B. enthalten etwa 25 Prozent Kalzit, Kalkmergel rd. 65 Prozent. Lehme weisen gegenüber den Tonen einen größeren Gehalt an Quarz und Glimmer auf und damit auch eine geringere Plastizität. Wie auch Tone lagern sie sich u. a. in Überschwemmungsgebieten von Flüssen ab (Auelehme).

Chemische Sedimente sind Bodenabsätze aus Lösungen, entstanden entweder durch Übersättigung (Verdunstung, Abkühlung, Bewegungsverminderung) oder durch Ausscheidung aus dem Wasser unter Mitwirkung von Organismen (chemisch-biogene Sedimente). Zu den reinen Ausfällungssedimenten gehören Chloridgesteine, wie Steinsalz (NaCl) und Kalisalz (KCl), und Sulfatgesteine wie Gips oder Anhydrit. Chemisch-biogenen Ursprungs sind die im Meerwasser sedimentierten Karbonatgesteine (Kalksteine) und Kieselgesteine, wie Schlamm aus den Kieselsäure-Skeletten abgestorbener Diatomeen und Radiolarien bzw. verfestigte Diatomite, Radiolarite und Kieselschiefer. Kalkbildend wirken Einzeller, Schwämme (einfachste vielzellige Tiere), einfache Wassertiere (z. B. Korallen, Moostierchen, Armfüßer, Schnecken, Muscheln) und Algen, die das Karbonat des Meeres zu Hartteilen (z. B. zu Schalen) verarbeiten. Des weiteren Bakterien, die bei ihrer Lebenstätigkeit CaCO_3 direkt aus dem Meerwasser ausscheiden. Die absinkenden Hartteile zeigen die geschichtete Textur der Ablagerungsgesteine. Ungeschichteter, massiver Kalkstein, der sog. Riffkalk, wird von Korallen und Kalkschwämmen in Gemeinschaft mit anderen Organismen aufgebaut.

Die *organischen* (biogenen, organogenen) Sedimente nehmen eine Sonderstellung ein. Sie entstammen rein pflanzlichen (phytogenen) oder tierischen (zoogenen) Organismenresten wie paralischen, z. T. auch limnischen, Sumpfwäldern oder marinem Plankton (passiv schwimmend), Nekton (aktiv schwimmend) und Benthos (festsitzend). Aus den Sumpfwäldern entwickeln sich über Vermoderung (Vertorfung) und Inkohlung unter Luftabschluß durch Überlagerung von klastisch-chemischen Sedimenten die Kohlengesteine. Aus den winzigen marinen Lebewesen und Pflanzenresten entsteht Erdöl. Hierbei werden die toten Organismen ohne zu verweisen ins Sediment eingebettet, geologisch abgesenkt und unter Mitwirkung von Fäulnisbakterien, die zum Leben keine Luft benötigen, bei hohen Temperaturen chemisch zu Kohlenwasserstoff umgewandelt.

Die Organismen verleihen den Sedimenten vielfach erst den spezifischen Charakter und geben Hinweise auf die Einordnung (Leitfossilien), die Entstehungsbedingungen und die paläogeographische Position der Ablagerungen. Sie ermöglichen Rückschlüsse darauf, ob ein Sediment in einem limnischen, brackischen oder marinen Bildungsraum, und im letzteren Fall, ob es litoral oder pelagisch gebildet wurde, ob ein Wasser bewegt und gut durchlüftet oder sauerstoffarm und unbewegt (Stillwasser) war (LOTZE 1965, S. 38). Solche Unterschiedlichkeiten gleichaltriger Ablagerungen je nach den Verhältnissen des Milieus bedingen die Fazies eines Sediments, und zwar sowohl die lithologische Fazies, z. B. sandige oder kalkige Fazies, wie die biologische, z. B. Korallenfazies, und die paläogeographische, z. B. limnische oder neritische Fazies.

Die Umwandlung der lockeren Sedimente in Festgestein erfolgt im Rahmen von Prozessen, die als *Diagenese* bezeichnet werden. Dazu zählt man das Zusammenpressen eines Sediments mit Auspressung des Wassers, zunächst durch Setzung, später durch den Druck von auflagerndem Material. Hinzu kommen bei wachsender Temperatur eine Änderung der Kristallstruktur – der für jedes Mineral typischen geometrischen Anordnung der Moleküle – durch Umkristallisation sowie Kornvergrößerungen durch Sammelkristallisationen. Lockere Körner werden durch Kalk oder ein anderes aus Lösungen ausgeschiedenes Bindemittel (z. B. Kieselsäure)

verkittet, Mineralsubstanzen durch andere (z. B.: Ca durch Mg = Dolomitisierung von Kalken) verdrängt (Metasomatose). Die Obergrenze der Diagenese ist erreicht, sobald sich Minerale bilden, die im sedimentären Bereich nicht entstehen können. Diese Grenze gegenüber der nachfolgenden Metamorphose liegt bei etwa 300° C. Durch die diagenetischen Vorgänge entstehen aus lockeren, wasserreichen Sedimenten die Sedimentite, kompakte und wasserärmere Festgesteine. Grobe Trümmer (psephitische Sedimente) werden durch tonige, kalkige oder kieselige Bindemittel zu Brekzien, d. h. zu eckigen, wenig verfrachteten Sedimentiten (z. B. an Berghängen), oder zu Konglomeraten, weiter verfrachteten und daher abgerundeten Geröllen, Schottern und Kiesen. Kalkschlamm wird zu Kalkgestein, Torf zu Braun- und Steinkohle, Sand zu Sandstein oder auch zu Grauwacke, deren grau- bis grünfarbenen Sandkörnern Ton und Glimmer beigemischt sind. Tonschlamm verfestigt sich zu Tonstein und – im Spätstadium der Diagenese – zu Schieferton und Tonschiefer, wobei zwischen beiden letzteren kein scharfer Unterschied besteht. Die Schiefertone sind weniger stark verfestigt und lassen sich mit dem Fingernagel ritzen, Tonschiefer nicht. Das Aussehen der Tonschiefer aus paläozoischen Meeressedimenten ist großen Schwankungen unterworfen, nicht nur in bezug auf Farbe und primäre Beschaffenheit (Tongehalt, Sandgehalt, Beimengungen von kohlenstoffreichem Kalk u. a. m.), sondern auch hinsichtlich der verschiedengradigen Verfestigung. Mal lassen sich die Tonschiefer in dünne Platten oder dickere Tafeln spalten (Dach- oder Tafelschiefer), mal zerbröckeln sie in kleine Stücke.

Die Existenz von *Metamorphiten* weist darauf hin, daß auch Festgesteine Veränderungen unterliegen können, wobei z. B. aus Sedimentiten sog. *Paragesteine* (metamorphisierte Sedimentgesteine) werden. Ausgelöst wird die Umwandlung durch wesentliche Druck- und vor allem Temperaturzunahmen. Mit einer weiteren Verfestigung der Gesteine geht dabei eine mehr oder minder starke Änderung des Gefüges und des Mineralbestandes (u. a. Neukristallisation) einher. Diese Vorgänge laufen im allgemeinen im Innern der Erdkruste unter Erhaltung des festen Zustandes ab, d. h. noch unterhalb einer Aufschmelzung (Anatexis) der Gesteine. Die

Temperaturerhöhung kann durch Versenkung in größere Krustentiefe, durch Intensivierung des regionalen Wärmeflusses aus dem Erdinnern oder durch lokale Erwärmung bei Kontakt mit schmelzflüssigem Magma erfolgen.

Im Falle der *Kontaktmetamorphose* klingt die Temperatur, je nach Größe des heißen Magmenkörpers, innerhalb eines cm- bis km-breiten Saumes (Kontaktthof) relativ rasch ab; es entstehen Kontaktgesteine mit um- und neugebildeten Mineralien und einem dichten Gefüge: Quarzite aus Sandsteinen, Marmor aus Kalksteinen, Knotenschiefer und Feldspathornfelse aus tonigen Gesteinen u. a. m. Bei Versenkung ausgedehnter Krustenareale erfolgt eine regional verbreitete Gesteinsumwandlung (*Regionalmetamorphose*) mit verschiedener Mineralfazies je nach der Tiefenlage der Umwandlungszone (Epizone: obere Tiefenstufe, Mesozone und Katazone: untere Tiefenstufen). Ist die Durchbewegung rein tektonisch ohne gleichzeitige unmittelbare Einwirkungen durch Magmen (*Dislokationsmetamorphose*), treten stark einseitige Druckkräfte (Streß) auf. Die Gesteine unterliegen dabei einer mechanischen Veränderung (z. B. Bruch) und ihre Minerale können in eine Ebene senkrecht zum vorherrschenden Druck eingeregelt werden; es entsteht eine schiefrige Textur (kristalline Schiefer). Bei weiterem Absinken der Krustenteile weicht der einseitige Druck einem allseitigen, und es bilden sich – in Verbindung mit der Temperaturzunahme sowie von Magma-Intrusionen – neue Gesteine. So gehen aus Sandsteinen – analog zur Kontaktmetamorphose – Quarzite hervor, aus tonigen Gesteinen Phyllite, Glimmerschiefer und Gneise, aus Mergeln und Kalksandsteinen Kalkphyllite, Kalkglimmerschiefer, Kalk-Silikat-Fels und Kalk-Silikat-Schiefer oder aus Kalkstein Marmor und Kalkschiefer.

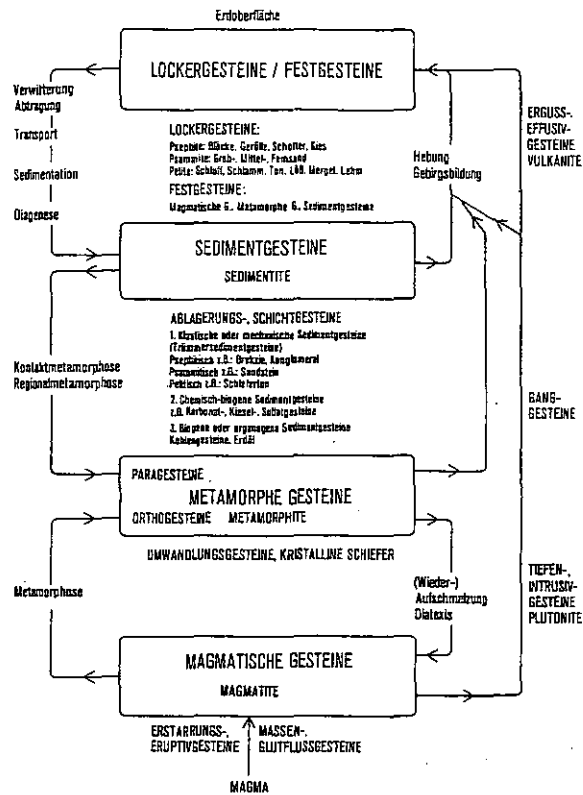
Im Gegensatz zu den Sedimentiten und Metamorphiten sind die *Magmatite* zum Teil echte Primärgesteine. Sie entstehen durch Erstarrung heißer natürlicher Silikatschmelzen, der Magmen, in oder auf der Erdkruste. Zusammen mit den Metamorphiten machen sie über 90 Prozent der Erdkruste aus. Erstarren sie in der Erdkruste, bilden sich *Tiefengesteine* oder *Plutonite* wie Granit, Diorit oder Gabbro. Nach Erstarrung der flüssigen Lava an der Erdoberfläche gebildetes Gestein bezeichnet man als *Ergußgestein* oder *Vulkanit*,

z. B. Porphyrit und Diabas (älter) oder Basalt (jünger). Bei einer Erstarrung in Klüften der Erdkruste spricht man von *Ganggestein*. Ihr prozentualer Anteil an Kieselsäure erlaubt es, die Erstarrungsgesteine in saure (bis 82 Prozent), intermediäre (bis 65 Prozent) oder basische (bis 40 Prozent) Gesteine einzuteilen.

Im Rahmen der Metamorphose sind die Magmen nicht nur direkt oder indirekt die wesentlichen Faktoren der Umwandlung von Sedimentiten, sie unterliegen dabei auch selbst der Umkristallisation und Neubildung von Mineralen. Granite z. B. werden zu Gneisen umgewandelt, Diorite zu Hornblendeschiefern, Gabbro und Basalte zu Grünschiefern. Solche aus Erstarrungsgesteinen entstandenen Metamorphite bezeichnet man auch als *Orthogestein*. Wird bei Temperaturen um 800° C die Grenze zur Aufschmelzung überschritten, bildet sich aus dem aufgeschmolzenen Gestein (Diatexit) ein sekundäres bzw. ‚wiedergeborenes‘ Magma (palinogenes Magma). Überhitztes palinogenes Magma ist leichter als seine Umgebung und vermag deshalb in höhere Krustenzonen aufzusteigen, wobei sich deren Zusammensetzung ändern kann. So ist anzunehmen, daß z. B. die meisten granitischen Gesteine, die rund 95 Prozent aller in der Erdkruste verbreiteten Magmatite ausmachen, nicht ursprüngliche, sondern umgewandelte Gesteine sind. Wenn der Umbildungsprozeß in einem Vorstadium stecken bleibt und bei der Wiederverfestigung in diesem Stadium fixiert wird, entstehen zwischen Magmatiten und Metamorphiten einzuordnende Mischgesteine oder *Migmatite*.

Die Metamorphose, die alle Gesteine erfassen kann, ist in den räumlich wie zeitlich weit gespannten Zyklus des *geologischen Stoffkreislaufes* eingebettet (Übersicht 1). Er beginnt an der Erdoberfläche (Land und Meer) mit Sedimenten sowie mit Festgesteinen, die z. B. infolge Hebung, Gebirgsbildung oder Vulkanismus dorthin gelangten. Die Festgesteine unterliegen der Verwitterung und Abtragung sowie – nunmehr als Lockergesteine – der Verfrachtung und Ablagerung mit Pflanzen- und Tierresten, den Fossilien. Diagenetische Verfestigung führt zu (geschichteten) Sedimentgesteinen, die wiederum bei Anstieg des Druckes und der Temperatur in den Prozeß der Umwandlung zu metamorphen Gesteinen mit verändertem Gefüge und Mineralneubildungen einbezo-

Übersicht 1 „Kreislauf“ der Gesteine



werden können (Paragesteine). Gelangen Sedimentgesteine oder metamorphe Gesteine an die Erdoberfläche, beginnt der Kreislauf von neuem. Tritt durch Magma aus dem Erdmantel unter der Erdkruste neuer Stoff in den Kreislauf ein, so wird er um primäre Plutonite und Vulkanite oder um sekundäre, d. h. metamorphisierte Erstarrungsgesteine (Orthogesteine) bereichert. Aus der Auf- und der Durchschmelzung (Anatexis, Diatexis) und der Wiederverfestigung schließlich resultiert noch eine Art Binnenzirkel in der Erdkruste: Festgestein – palingendes Magma – Festgestein.

Das die *Erdkruste* weitgehend bedeckende Lockergestein lagert in Mächtigkeiten, die wenige Meter bis über 1000 m betragen können. Soweit sie nicht an die Oberfläche tritt, beginnt die Zone der Festgesteine unter der Sedimenthülle. Der obere Teil der Zone besteht vorwiegend aus diagenetisch verfestigten, teilweise gefalteten Sedimentiten, besonders Sand-, Kalk-, Tonsteinen und Schiefen, die stellenweise schwach metamorph sein können. Darunter folgt die Zone kristalliner Gesteine mit Plutoniten (meist Granit) und

den unter höheren Druck- und Temperaturbedingungen umkristallisierten (metamorphen) Sediment- und Erstarrungsgesteinen, für die u. a. die Gneise charakteristisch sind, die teils aus Sedimentgesteinen (Paragneise), teils aus Erstarrungsgesteinen (Orthogneise) hervorgehen. Sedimenthülle bis ‚Granit-Gneis-Zone‘ bilden als sog. *Sial-Schale* den oberen Teil der Erdkruste mit den großen Kontinentalschollen. Diese Sial-Schale setzt sich gewichtsmäßig (87 Prozent) und volumemäßig (94 Prozent) aus nur wenigen chemischen Elementen und deren Verbindungen zusammen: Sauerstoff (46 Gewichts-Prozent), Silizium (28 Prozent), Aluminium (8 Prozent) und Eisen (5 Prozent). Die übrigen Elemente, z. B. Kalzium, Natrium, Kalium und Magnesium, sind in größeren Mengen lediglich an Stellen besonderer Anreicherung, sonst nur in Spuren vorhanden.

Unter der Sial-Schale folgt die sog. *Sima-Schale*, gekennzeichnet durch die Minerale Silizium und Magnesium sowie die Gesteine Basalt und Gabbro. „Basalte bilden z. B. die Erdkruste im Bereich der großen Ozeane, dort fehlt die Sial-Schale. Wo aber diese Basalte unter die Sial-Schale der Kontinente tauchen, dürfte anstelle des Oberflächengesteins Basalt das Tiefengestein Gabbro diese Schale größtenteils aufbauen“ (THOME 1976, S. 5). Eine Zone besondes starker Zunahme der Erdbebenwellen-Geschwindigkeiten, die sog. Mohorovičić-Diskontinuität, gibt die Grenze Erdkruste-Erdmantel an. Sie liegt z. B. unter dem Siegerland in etwa 24 km, im Nordosten Westfalens in etwa 30 km Tiefe (THOME 1976, S. 7).

3. GEOLOGISCH-TEKTONISCHE EINHEITEN IN NORDWESTDEUTSCHLAND

Die älteste geologisch-tektonische Einheit im Bereich der Karte 1 ist das paläozoische Grundgebirge oder Rheinische Schiefergebirge, das stellenweise die 800m-Isophyse überschreitet. Es umfaßt rechtsrheinisch, von Nord nach Süd, das Süderbergland (Bergisches Land, Sauerland), den Westerwald sowie – außerhalb der Karte – den Taunus und, linksrheinisch, die Eifel, die Ardennen (von manchen Autoren nicht dazugerechnet) und den Hunsrück. Seine, im Süden (Taunus, Hunsrück) stellenweise metamorphisierten, Gesteinsschichten stammen überwiegend aus

dem Unterdevon (und Prädevon) sowie, dominant rechtsrheinisch, dem jüngeren Devon (großflächig vor allem im Süderbergland) und dem Karbon (Nordwestrand der Eifel und in einem Streifen am Nord- und Ostrand des rechtsrheinischen Teiles). Die Schichten sind stark gefaltet und weithin verschiefert. In die Schichten eingeschaltet oder sie überdeckend finden sich an mehreren Stellen paläozoische Gang- und Ergußgesteine, wie die Diabase und Keratophyre im Lahn- und Lenneggebiet, und känozoische (tertiäre bis quartäre) Basalte, z. B. im Westerwald und im Siebengebirge.

Die zweite Einheit bilden die Berg- und Hügelländer zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und dem Harz, von denen im Bereich der **Karte 1** das Weserbergland und Teile des Hessischen Berglandes dargestellt sind. Sie bestehen aus mesozoischem, dem Grundgebirge auflagernden Deckgebirge. Die meist wenig verfalteten Gesteine sind durch zahlreiche Störungen und Verwerfungen zerbrochen (Schollenbau) und gebietsweise, besonders im Hessischen, von jungvulkanischen Basaltkuppen oder -plateaus durchsetzt bzw. überlagert. Im nordwestlichen Weserbergland, im Raum Osnabrück, tritt horstartig noch einmal Grundgebirge zutage.

Junges Deckgebirge mit vorwiegend quartären Lockergesteinen kennzeichnet die dritte Einheit, das Norddeutsche Tiefland, das im Kartenbereich weite Areale umfaßt. Mit zwei großen Ausbuchtungen erstreckt es sich über abgesunkene Fortsetzungen des Rheinischen Schiefergebirges und greift weit in den Mittelgebirgskörper hinein: Zwischen dem rechtsrheinischen Schiefergebirge und dem bogenförmigen Westrand des Weserberglandes liegt die Westfälische Bucht wie ein breiter, stumpfer Keil, und im Südwesten zwängt sich das Niederrhein-Gebiet trichterförmig in den links- und rechtsrheinisch umrahmenden Block des Schiefergebirges.

Damit sind erste Anhaltspunkte für eine Unterteilung der dritten Einheit gegeben, und zwar in Westfälische Bucht, Niederrheinische Bucht (mit Niederrheinischem Tiefland) und das nicht buchtartig umgrenzte übrige Norddeutsche Tiefland. Weitere Kriterien für eine Unterteilung resultieren aus den geologischen Bauplänen und den Landschaftsformen. In der durch eine allseitige Aufbiegung ihrer Ränder muldenförmig ausgeprägten Westfälischen Bucht wechseln

Ebenheiten aus quartären Lockergesteinen mit Höhen (im Innern der Bucht) aus oberkreidezeitlichem (mesozoischem) Festgestein (Baumberge, Beckumer Berge) und Lockergestein (Hohe Mark, Haard an der unteren Lippe). Die Westfälische Bucht stellt, geologisch gesehen, mithin ein Übergangsgebiet zwischen der zweiten und der dritten Einheit dar. Die Niederrheinische Bucht, entstanden durch einen grabenartigen Einbruch im Norden des Rheinischen Schiefergebirges, unterliegt in ihrem südwestlichen Teil bis heute einer Absenkung. Ihre meist ebenhafte, in der Vile bei Köln und in den Niederrheinischen Höhen auch hügelartige Oberfläche bauen so gut wie ausschließlich känozoische (Tertiär/Quartär) Lockergesteine auf. Das weitere Norddeutsche Tiefland, weder Mulde noch Graben, weist gegenüber der Westfälischen und der Niederrheinischen Bucht eine fast geschlossene Decke mehr oder minder mächtiger glazialer Lockergesteine sowie nahezu durchweg sehr geringe Reliefunterschiede auf. Der auf der **Karte 1** wiedergegebene Teil des Tieflandes, im wesentlichen das Gebiet zwischen Ems und Weser (W-E), Küstenkanal und Weserbergland (N-S), wird im folgenden als „Ems-Weser-Tiefland“ bezeichnet.

3.1 RHEINISCHES SCHIEFERGEBIRGE (NORDOST-TEIL)

Das Rheinische Schiefergebirge, von dem auf der **Karte 1** – abgesehen von einem kleinen Nordzipfel der Eifel – der Nordosten des rechtsrheinischen Teils mit dem Bergischen Land, dem Sauerland und dem nördlichen Westerwald wiedergegeben ist, stellt ein im ganzen eingeebnetes Rumpfbirge dar. Aufgebaut wird es im Nordost-Teil von devonischen Sedimentiten; ältere Gesteine treten im Ebbe-Sattel (vgl. **Karte 2.3**) bei Plettenberg und im westlichen Abschnitt des Remscheid-Altenaer Sattels an der unteren Wupper auf. Konkordant auf den Schichten des Devons lagert im Norden und Osten das Karbon. Das flözführende Oberkarbon („Produktives Karbon“) streicht am Unterlauf der Ruhr aus, so daß hier der Steinkohlenbergbau seinen Anfang nahm.

Nach Norden hin tauchen die karbonischen Schichten unter die Westfälische Oberkreide-Mulde und das Niederrheinische Tertiär-Becken ab (vgl. **Karte 2.3**), wobei der Be-

ginn der meso- und känozoischen Überlagerungen die Nordgrenze des Rheinischen Schiefergebirges markiert. Bei Osnabrück ragen die Karbonschichten in den Aufbrüchen des Schafberges, Piesberges und Hügels noch einmal bis zur Erdoberfläche empor, um anschließend nordwärts, bis weit unter die Nordsee, auf Tiefen von 5000–7000 m abzusinken. An der Ostflanke des Rheinischen Schiefergebirges lagern in einem schmalen Saum noch Schichten aus dem Zechstein, dem oberen Perm. Verwerfungslinien (vgl. Karte 1) deuten die Fortsetzung der Schichten unter den mesozoischen Buntsandstein-Ablagerungen der Hessischen Senke an. Mit dem Zechstein-Buntsandstein-Übergang ist zugleich die Ostgrenze des Rheinischen Schiefergebirges gegeben. Älteres Perm (Rotliegendes) bildet ein lokales Einzelvorkommen bei Menden südlich der mittleren Ruhr.

Kennzeichnend für das Rheinische Schiefergebirge sind zwei tektonische Ereignisse: die *variskische Gebirgsbildung* im Paläozoikum (Maximum im Oberkarbon) und eine *Heraushebung des* inzwischen eingerumpften *Gebirgsblockes*, die an der Wende Kreide/Tertiär begann, bis in das Altquartär (Pleistozän) andauerte und sich teilweise (z. B. im Bergischen Land) noch bis in die Gegenwart hinein fortsetzt (etwa 0,5–1 mm/Jahr). Die variskische Gebirgsbildung führte über große Strecken hinweg zu Faltungen mit Sätteln (Antiklinalen) und Mulden (Synklinalen), oft in Form überkippter Falten. Damit wurden bereits im Erdaltertum die charakteristischen, südwest-nordöstlichen („variskisch“) streichenden Großstrukturen angelegt (vgl. Karte 2.3). Die heutigen Ausraumzonen müssen jedoch nicht immer mit variskischen Mulden korrespondieren (HEMPEL 1976, S. 8). Je nach der Widerstandsfähigkeit der Gesteine, die in den geologischen Sätteln und Mulden anstehen, konnten im Laufe der Zeit aus ursprünglichen Mulden Hochräume entstehen oder Tiefenzonen aus ehemaligen Sätteln (Reliefumkehr). Im wesentlichen haben sich jedoch die variskischen Großstrukturen erhalten, obwohl das Gebirge noch im Karbon der Verwitterung und Abtragung unterlag und wohl bereits im Perm weitgehend nivelliert (Rumpfgebirge) wurde.

Stehen blieben auch schmale Bänder (Rücken), Deckenreste oder einzelne Felsgruppen als *Zeugen vulkanischer Vorgänge*. Im Unter-

devon breiteten sich Keratophyr-Ergüsse und deren Tuffe aus, die sich z. B. im Ebbe-Sattel (Raum Finnentrop, Kerspe-Talsperre) und südlich der oberen Lenne (Raum Lennestadt-Kirchhundem) finden. Ein zweiter magmatischer Zyklus folgte im Mittel- bis Oberdevon. Er lieferte im östlichen Sauerland, z. B. im Bereich der oberen Ruhr bei Bruchhausen, saure Vulkanite (Quarzporphyre) und, vor allem im Lahn/Dill-Gebiet, Diabase und geschieferte diabasische Tuffe, die mit den Keratophyren als Schalsteine bezeichnet werden, einem Ausdruck aus der Bergmannsprache. Älteren Ursprungs ist auch der im östlichen Sauerland für die Folge von Diabasen, Schalsteinen, Tuffen und zwischenlagernden Sedimentiten gebräuchliche Name „Hauptgrünsteinzug“. Im Karbon entstanden als Produkte des dritten Zyklus olivinreiche „Deckdiabase“ sowie Tuffbrekzien submariner Lavaergüsse, vor allem im Bereich der Dill-Mulde (DORN/LOTZE 1971, S. 49). Die nächsten Vulkanismusphasen folgten erst wieder im Känozoikum (Tertiär bis Jungpleistozän) und konzentrierten sich mit Tufferuptionen und erstarrten basaltischen Schmelzen auf die Eifel, das Neuwieder Becken, den Westerwald und das Siebengebirge. Die Aufstiegswege dieses jungen Vulkanismus hängen weitgehend von der Bruchtektonik des erneut emporgehobenen Untergrundes ab.

Die Hebung, insbesondere ab dem Jungtertiär, erfolgte nicht überall gleichmäßig, sondern im Südosten stärker als im Norwesten des alten Rumpfgebirges (Abb. 1). In Kombination mit einem für flächenhafte Abtragung günstigen tropischen Klima der damaligen Zeit kam es zur Bildung von verschiedenen *Rumpfflächen-Niveaus*, die sich nach Nordwesten treppenartig abstufen. Im Sauerland liegt der Hebungsscheitel im Bereich des Rothargebirges mit den höchsten Erhebungen Nordrhein-Westfalens, dem Langenberg (843 m NN) und dem Kahlen Asten (841 m NN). Diese Gipfel ragen allerdings nur als flache Kuppen und Rücken über die obersten Rumpfflächen. Durch die Hebung und erhöhte Niederschläge wurde die Energie der Flüsse gegenüber dem Relief gestärkt. Größere Fließgewässer konnten dadurch ihren bisherigen Lauf in dem aufsteigenden Gebirge beibehalten, ohne ihn in die Richtung der allgemeinen Abdachung verlagern zu müssen. Durch rückschreitende, linienhafte

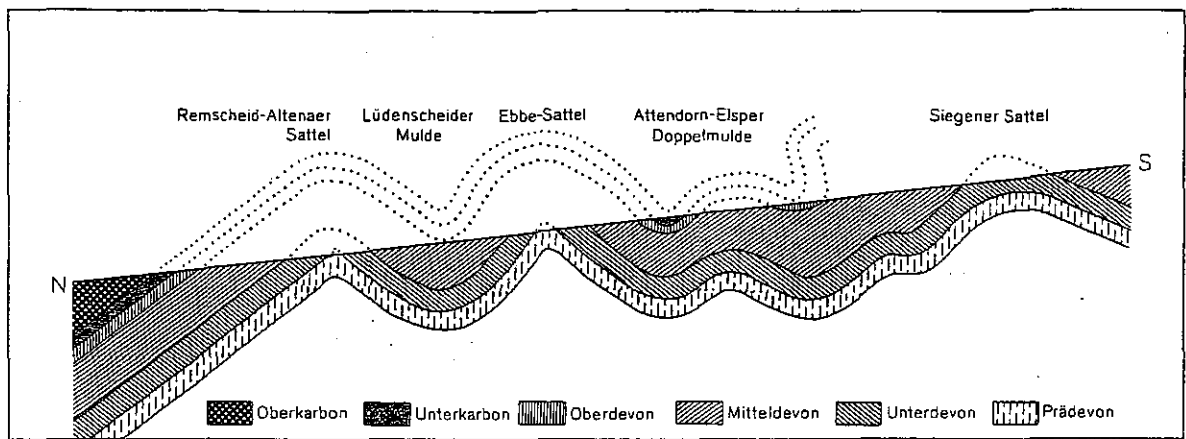


Abb. 1: Bau-Schema des Sauerlandes

Erosion vertieften die Flüsse ihre antezeden-ten, d. h. ihre bereits vor der Hebung des Gebirges angelegten Täler, wodurch die Rumpflä-chen intensiv zertalt, wodurch die Rumpflä-chen intensiv zertalt und zerschnitten so-wie in Kuppen und Rücken aufgelöst wur-den. Nur etwa gleich hohe Hochflächenreste und annähernd gleich hohe Gipfellagen be-nachbarter, als Härtlingszüge verbliebener Rücken erinnern noch an die einst das Ganze überspannenden Abtragungsflächen (SCHÜTTLER 1968, S. 13). Irgendwann im Tertiär dürfte dann die Ablenkung der un-teren Ruhr am Rand der ausstreichenden Westfälischen Oberkreide-Mulde nach We-sten erfolgt sein.

Die Hochflächen und Rücken sowie die hauptsächlich im Pleistozän weiter eingetie-ften Täler (Kerb- und Kerbsohlentäler) prägen die *heutige Landschaft*. Die Frostspren-gungen im Pleistozän bewirkten eine besonders intensive Gesteinszerstörung, auf die einer-seits die Schuttdecken und der Hangschutt im Gebirge zurückgehen und andererseits die Schotter- und Kiesablagerungen in den brei-teren Talauen, die bei Dauerwasserführung während der Zwischeneiszeiten durchschnit-ten und dabei zu Terrassen umgestaltet wur-den.

Der heutige Umfang des Rheinischen Schiefergebirges entspricht keineswegs der Ausdehnung der ehemaligen *variskischen Geosynklinale*, aus der heraus es aufgefaltet worden ist. Verwerfungen, Abtragungen und Überlagerungen haben die einstigen Grenzen verwischt. Im frühen Devon erstreckte sich die Geosynklinale west-östlich über das ganze nördliche Deutschland. Begrenzt wurde dieser Meerestrog von der ‚Fränkisch-

Alemannischen Insel‘ (Mittelfrankreich-Vo-gesen-Schwarzwald-Böhmen) im Süden und dem ‚Old-Red-Kontinent‘ in Nordeuropa. Entstanden war dieser Kontinent während ei-ner Faltungsphase im Prädevon, der sog. Ka-ledonischen Ära, die u. a. zur Bildung der Gebirgszüge in Irland, Schottland und West-skandinavien sowie zu deren Anbindung an das bereits bestehende ‚Ureuropa‘ mit Fen-noskandia (vgl. Karten 2.5 u. 2.6) führte. Im Prädevon lagerten sich auch Schichten ab, die heute als die ältesten im nordöstlichen Schiefergebirge zu verzeichnen sind: die schwarzen, pyritführenden Bänderschiefer und Sandsteine im Remscheid-Altener Sat-tel und im Ebbe-Sattel (Antiklinorium) sowie Feinsandsteine und Grauwacken im Keller-wald.

Der *Old-Red-Kontinent* bildete über eine lange Zeit ein Liefergebiet, aus dem Ströme und Flüsse Sande, Schluffe und Tone in den vorgelagerten Meerestrog transportierten. So entstand allmählich ein mehr als 8000 m mächtiges Schichtpaket. Die lithologischen und paläontologischen Merkmale der Sedi-mentite zeigen jedoch, daß sie keine Tiefsee-ablagerungen sind. Der Meeresboden wird langsam und in einem Maße abgesunken sein, daß die Auffüllung weitgehend mit dem Sinken Schritt halten konnte. Einsenkungen der Erdkruste (Geosynklinale) sind Folgen sog. epirogenetischer Bewegungen, die auf abwärts gerichteten Magmaströmungen im Erdmantel und bzw. oder dem Absinken von mächtigen Sedimentationsräumen aufgrund ihrer Massenüberschüsse gegenüber (aufstei-genden) Abtragungsgebieten beruhen (sog. isostatischer Ausgleich).

Das Einsinken der variskischen Geosynklinale vollzog sich nicht gleichmäßig. Die Trogtiefe wanderte (im großen ganzen von Süden nach Norden), und sedimentationsreichere Becken konnten noch innerhalb der gleichen geologischen Stufe in sedimentationsärmere untermeerische Schwellen oder landfeste Areale übergehen. So wechseln landfernere Beckenfazies („Herzynische Fazies“) mit landnaher Schelffazies („Rheinische Fazies“). Die *Rheinische Fazies* besteht aus schlecht sortierten, vorwiegend grobklastischen Sedimenten (Abb. 2) mit Schrägschichtung und sandig-schluffigen Tonsteinen sowie einer Anzahl von Korallenriffen, die in bewegterem Flachwasser abgelagert bzw. aufgebaut wurden; mit zunehmender Entfernung von der Küste kommen auf dem äußeren Schelf gut sortierte Gesteine vor, die oft auch einen deutlichen Karbonatgehalt aufweisen. Typische Bewohner des Rheinischen Faziesbereiches sind dickschalige Muscheln und kräftig berippte Brachiopoden. Die landferne *Herzynische Fazies* dagegen zeichnet sich durch gut sortierte feinklastische Sedimente (Schluff- und Tonsteine), auch kalkige und kieselige Gesteine aus, die in weniger bewegtem, sauerstoffarmem Wasser in tieferen Meeresteilen abgelagert wurden, synsedimentär mit dünnschaligen Muscheln, glatten Brachiopoden, planktonisch lebenden Organismen u. a. m.

Zur Zeit des *Unterdevons* ist die Südküste des Old-Red-Kontinents im Ausschnitt der **Karte 1** etwa auf einer Verbindungslinie Aachen–Wesel–Minden zu suchen. Auf dem Festland lagen wüstenartige Gebiete, aus denen durch Wind und Sturzregen vornehmlich rotes Verwitterungsmaterial (Name des Kontinents!) über riesige Deltaflächen in den absinkenden Geosynklineräum gelangten. Während der Siegen-Stufe lag der tiefste Teil des Troges im heutigen Siegerland. Rötliche, graue und grünliche Tonschiefer, Sandsteine, Quarzite und Grauwacken kennzeichnen insgesamt die Wechselfolgen der unterdevonischen Ablagerungen aus teils terrestrischem (rot-, grünfarbene Abl.), teils paralischem bis marinem Raum. In der Gedinne-Stufe erreichen die Ablagerungen im Sauerland und Siegerland 700–1500 m Mächtigkeit, in der Siegen-Stufe bis 5000 m und in der Ems-Stufe bis ca. 1500 m.

Im *Mitteldevon* änderte sich das Bild zunächst zugunsten einer Meerestransgression

nach Norden hin. Die Küste zog sich bogenartig auf etwa eine Linie Lüttich–Rheinmündung–mittlere Nordsee–Deutsche Bucht–Lübecker Bucht–Rügen zurück. Entsprechend verweist die Zunahme mächtiger Tonschiefererien (mit Dachschiefern) in Sandstein-Lagen auf eine zumindest zeitweise größere Uferferne des rechtsrheinischen Ablagerungsraumes hin. Später ragten Erhebungen aus dem Meer, die in dem Gebiet zwischen Maas, Ruhr, Lahn und Mosel einen Archipel mit großen und kleinen Inseln bildeten. Auf Untiefen (Schwellen) und vor den Inseln, unter denen die des Eifel-Siegerländer Blocks die größte Fläche einnahm (vgl. Abb. 2), bauten Korallen, Stromatoporen (fossile Hohltierchen) und andere riffbildende Lebewesen 300–750 m mächtige Riffkörper auf. Ihr Entstehen verweist auf gut durchlüftete Gewässer tropischer bis randtropischer Breiten, womit auch das Steppen- bis Wüstenklima des nördlicher gelegenen Old-Red-Kontinents korrespondiert. Aus den Riffen und ihren Schuttmauern gingen später die Kalk- und Dolomitzüge des Massenkalkes im zentralen bergisch-sauerländischen Bereich und an der Nordflanke des Rheinischen Schiefergebirges hervor.

Das Auftauchen des Archipels ging einher mit der Heraushebung einer die große Geosynklinale teilenden „Mitteldeutschen Schwelle“, die sich als langgestreckte Insel südlich der Linie Hunsrück–Taunus–Unterharz von Rheinhessen im Südwesten bis zur Lausitz im Nordosten erstreckte. Ihre Sedimentation erfolgte fortan sowohl in den nordwestlichen Teiltrog der Rheinischen Geosynklinale, das „Rhenoherzyn“, als auch in den südöstlichen Teiltrog, das „Saxothuringikum“.

Ein durch Becken und Schwellen stark differenzierter Sedimentationsraum lag auch noch im *Oberdevon* vor, in dem das Riffwachstum anfangs noch andauerte (Adorf-Stufe). Hinzu kam eine lebhafter werdende Bodenunruhe. Das Meer zog sich aus dem Nordseebereich wieder weiter südlich zurück und Trübestrome transportierten Sande und Tone in die Rheinische Geosynklinale; die Riffe starben ab. Gegen Ende des Devons begann das Meer jedoch wieder weit nach Norden auszugreifen. Die Sedimente spiegeln in ihrer Mannigfaltigkeit das Neben- und Nacheinander verschiedenartiger Sedimentationsräume und Ablagerungsbedingungen wider.

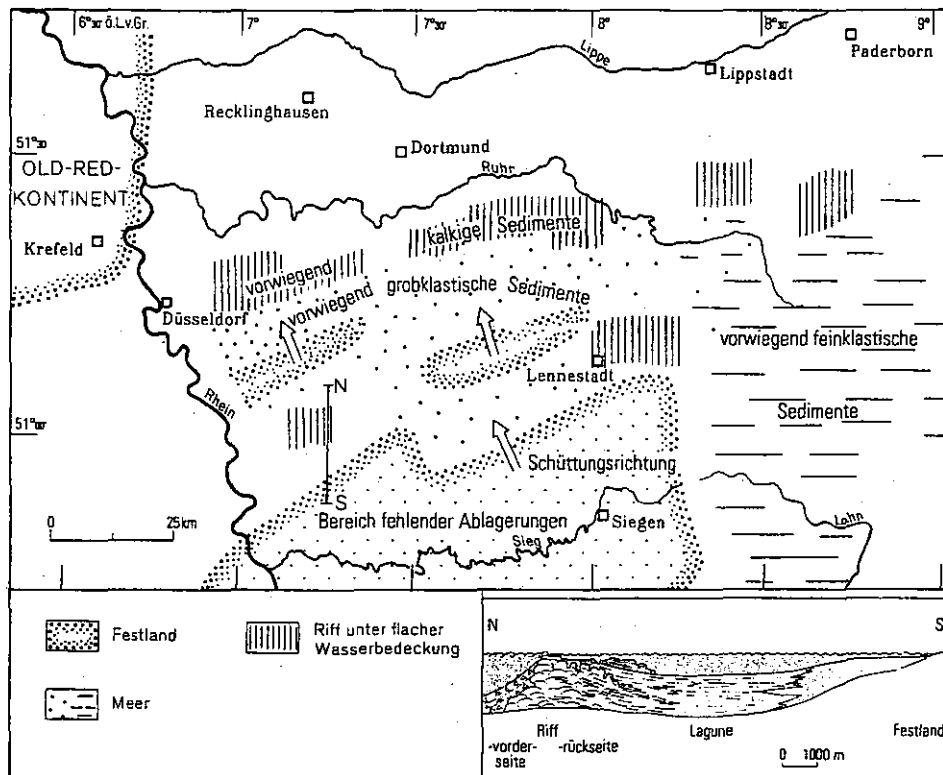


Abb. 2: Faziesbereiche im Mitteldevon

(Geringfügig geändert und ergänzt nach PAPROTH 1989, in: Erl. z. Geol. Karte C 4710 Dortmund, S. 12)

Teils sind es chemisch-biogene, teils mechanische Sedimente, die mal auf ein tieferes Meer, auf wechselnde Strömungsrichtungen und -geschwindigkeiten, mal auf die Nähe der Küste hinweisen. Die Unterscheidung in Rheinische und Herzynische Fazies bleibt noch wirksam, wenn auch die Grenze zwischen der im südöstlichen Bereich des Troges (heute Süd- und Ostsauerland) vorherrschenden Herzynischen Fazies und der im Nordwesten überwiegenden Rheinischen Fazies sich immer wieder verschiebt.

Im Nordost-Teil des Rheinischen Schiefergebirges bauen die oberdevonischen Schichten den Velberter Sattel (vgl. Karte 2.3) auf, begrenzen als schmales Band das in den Großstrukturen (Sättel und Mulden) des nördlichen Sauerlandes austreichende Unterdevon (Sättel) und Mitteldevon und ummanteln den Ostsauerländer Sattel und die Wittgensteiner Mulde im Ostteil des Gebirges. Nördlich dieses Raumes sind oberdevonische Ablagerungen im Gebiet von Warstein und bei Belecke freigelegt; im Innern des Gebirges treten Gesteine des Oberdevons noch in der Paffrather Mulde und in der Atten-

dorn-Elsper-Doppelmulde zutage (MÜLLER 1976, S. 14). Im südlichen Teil sind oberdevonische Schichtenfolgen am Aufbau der Dillmulde beteiligt.

Weltweit lebte während des *Devons* in den Meeren eine üppige Fauna der meisten Wirbellosenstämme, und auch die Fische entwickelten sich weiter. Auf dem Land wuchsen erste Pflanzen, einfachste Gefäßpflanzen, denen noch im Devon Bärlapp- und Schachtelhalmgewächse sowie Frühformen der Farne folgten. Hinzu kamen die ersten Landtiere, Amphibien sowie Spinnen, Tausendfüßer und Insekten.

Mit dem Beginn des *Unterkarbons* erfolgte eine erhebliche Vertiefung des bereits seit dem oberen Oberdevon weit nach Norden und Nordwesten ausgreifenden Meeres. Zwischen dieser Vertiefung, der *variskischen Vertiefung* (am Nordrand des heutigen Rheinischen Schiefergebirges), und der Südküste des nördlichen Festlandes, die nunmehr etwa auf einer Höhe Nordengland-Süddänemark-Litauen lag, erstreckte sich ein großer Schelfbereich, der mit einer Ausbuchtung nach Süden noch gerade den äußersten Nordwesten des

rechtsrheinischen Schiefergebirges erreichte. Eine Schelffazies im Nordwesten mit vorwiegend kalkigen Sedimenten und eine Beckenfazies weiter südöstlich mit Alaun-, Ton- und Kieselschiefern sowie Detritus-(Gesteinschutt-)Kalken kennzeichnen mithin die Ablagerungen des Unterkarbons. Die erstere Fazies tritt in Form des „Kohlenkalkes“ auf, letztere in Form des Kulms. Der Kohlenkalk – allerdings ohne Kohlenbildung, die erst mit dem Oberkarbon einsetzte – hat seine Hauptverbreitung im linksrheinischen Schiefergebirge und findet sich rechtsrheinisch noch bis etwa in die Gegend von Mülheim an der Ruhr. Weiter östlich geht die Fazies in einem schmalen Saum am Nordrand des Sauerlandes in die schiefbrig-sandig-kieseligen Kulm-Ablagerungen über. Ihnen sind als letzte Reste der („Kohlen“-)Kalksteinfazies Kiesel- und Plattenkalke beigelegt. Die gröberkörnigen, klastischen Sedimente des Kulms und ihr sehr geringer Fossilgehalt weisen auf eine „stürzende“ Ablagerung aus über untermeerische Hänge der Vortiefe abgleitenden Schuttströmen hin (Flyschnilieu). Schieferiger Kalm (mit Grauwacken) tritt auch in der Attendorn-Elsper Doppelmulde zutage; vor allem ist er aber am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges verbreitet.

Das durch seine Steinkohlenlagerstätten für die industrielle Entwicklung und Energiereserve Westfalens, wie auch Deutschlands insgesamt, so bedeutende *Oberkarbon* deckt sich in seiner Verbreitung weithin mit einem paralischen Vorland (vgl. Karte 2.5). Die Geosynklinalbewegung erreichte im Oberkarbon ihren Abschluß. Nach einer über 100 Millionen Jahre währenden Periode der Ablagerung überwiegend mariner Sedimente wurde das Meer nunmehr schrittweise aus dem Bereich des heutigen Rheinischen Schiefergebirges verdrängt: Im Zuge der *variskischen Gebirgsbildung* (asturische Phase) wurden die devonischen und karbonischen Gesteine des nördlichen Schiefergebirges verfalltet und verstellt. In den Sätteln und Mulden prägten sich vielfach die Schwellen und Becken durch, die bereits ab dem Devon bei der Sedimentation wirksam waren, wobei die einzelnen Bauelemente – analog zur „Mitteldeutschen Schwelle“ weiter südlich – zumeist eine südwest-nordöstliche (variskische oder erzgebirgische) Richtung einnahmen. Mit der anschließenden Hebung des eingeeengten und gefalteten, bis 8000 m mächtigen Sediment-

körpers über den Meeresspiegel wurde auch die unterkarbonische Vortiefe zunehmend eingeeengt. Bereits in der Namur-Stufe des Oberkarbons füllte sich die Vortiefe dann mit Sedimenten aus dem jungen, im Süden aufgestiegenen Festland. Ob das neue Festland Hochgebirgscharakter hatte ist zweifelhaft; wahrscheinlich war es nie ein Hochgebirge. „Das schließt man daraus, daß grobkörnige Schuttsedimente, die von ihm abzuleiten sind, nur in vergleichsweise bescheidenen Mengen vorhanden sind. Diese Feststellung gilt für alle Gebiete, in die Abtragungsprodukte des Schiefergebirges eingeschwennt wurden, also sowohl für die ehemals nördlich vorgelagerte Saumsenke des Ruhrkarbons als auch für die Tröge aus der Rotliegend-Zeit“ (HENNINGSEN 1986, S. 33).

Die Schichtenfolgen im Oberkarbon setzen zunächst die bereits im Unterkarbon beginnende Sedimentation im Flyschnilieu fort (flözleeres Oberkarbon), wobei die Vortiefe verfüllt wurde und sich die Küstenlinie weiter nach Nordwesten vorschob. Die *Bildung von Kohlenlagen*, im Aachener Steinkohlenrevier bereits im Namur A, im Rheinisch-Westfälischen Revier im Namur C, zeigt an, daß die Vortiefe zu diesem Zeitpunkt bereits abgedeckt war. Es verblieb ein riesiges, über 700 km breites Vorland (vgl. Karte 2.5) von limnisch-brackisch-paralischem Charakter (Schwemmland), zwar mit Absenkungsbewegung, aber kontinuierlicher Sedimentauffüllung. In diesem Sedimentationsraum entstanden mehr als 300 flözführende Ablagerungsschichten (etwa 150 davon bauwürdig), wobei die maximal 4 m dicken Kohlenlagen allerdings nur rd. 2 Prozent der insgesamt etwa 3500 m mächtigen oberkarbonischen Schichtpakete ausmachen. In Zeiten geringerer Absenkung wuchsen im Schwemmland ausgedehnte Waldmoore mit hohen Schachtelhalmen, Farnsamern und Schuppenbäumen. Abgestorbene Biomasse wurde durch neu aufwachsende Pflanzen und Schlamm-sedimente aus Überflutungen der ins Vorland einmündenden Ströme oder einzelner Meeresvorstöße vom Sauerstoff der Luft abgeschlossen. Die pflanzliche Substanz verrotte, womit die Inkohlung einsetzte; aus 7 m Torf wurde schließlich ein Kohlenflöz von etwa 1 m Mächtigkeit. Der Inkohlungsprozeß, die Anreicherung von Kohlenstoff auf Kosten von Sauerstoff, Stickstoff und Wasserstoff, schreitet vom Torf (66 Prozent Kohlenstoff)

Tabelle 1 Stratigraphie und Kohlenarten des flözführenden Ruhrkarbons
(Quelle: KUKUK/HAHNE 1963, S. 8)

Neue Schichteneinteilung	Gebirgsmächtigkeit (Durchschnitt) m	Zahl der bauwürdigen Flöze (im Mittel)	Anteil der bauwürdigen Kohle (erwä %)	Gehalt der Kohle an fl. Bestandteilen (in der wasser- und aschefreien Substanz) %	Heizwert der Reinkohle kcal/kg	Verwendung der Kohle	
Dorstener Schichten (Flammkohlschichten)	über 300	8	2,1	hochbituminöse Kohlen	über 40	Vergasung, Verschmelzung, Generatorgas- und Dampferzeugung	
Horster Schichten (Gasflammkohlschichten)	350	9	1,9		35-40	7.550 bis 7.950	
Essener Schichten (Gaskohlschichten)	500	10	2,9		28-35	7.950 bis 8.350	Gaserzeugung, Kessel- feuerung, Feinkohlen als Beimischung für die Kokserzeugung
Bochumer Schichten (Fettkohlschichten)	450-600	14-20	3,7	mittelbit. K.	19-28	8.350 bis 8.450	Feinkohlen für Kokserzeugung
Wittener Schichten (Eßkohlschichten)	400	4	1,0	geringbit. K.	14-19	8.450	Kesselfeuerung, Schmiedezwecke, Feinkohle für Briketherstellung und Beimischung für die Kokserzeugung
Sprockhöveler Schichten (Magerkohlschichten)	600	3	0,7	anthraz. K.	3-14	8.430	Hausbrand- und Industriezwecke, Feinkohle für Briketherstellung

über die Braunkohle (70 Prozent) zur Steinkohle (Flamm- 82 Prozent, Gasflamm- 84 Prozent, Gas- 87 Prozent, Fett- 89 Prozent, Eß- 90 Prozent, Magerkohle 91 Prozent) und zum Anthrazit (95 Prozent) fort. Anthrazit und die letzte Stufe, der Graphit (100 Prozent), fehlen im erschlossenen Ruhrkarbon, aus dem vor allem Fett- und Eßkohlen gefördert werden. Der relativ hohe Inkohlungsgrad des Ruhrkarbons ist wohl auch auf plutonische Verbindungen mit der asturischen Faltungsphase zurückzuführen, wobei Tiefengestein aufdrang, ohne an die Oberfläche vorzustoßen, und einen erhöhten Wärme- fluß auslöste.

Die Schichtenfolge des Ruhrkarbons ist zyklisch aufgebaut (Abb. 3). Ein einzelner Sedimentationszyklus (Cyclothem) beginnt (über Kohle) mit Tonstein, der häufig fossilführend ist, und setzt sich nach oben mit Schluffstein (Grobton) fort. Darüber folgt Sandstein (Höhepunkt der klastischen Sedimentation), weiter Schluffstein und, über sandfreiem und schwachsandigem Tonstein (Wurzelboden), schließlich Kohle (Magerkohle in den älteren,

Flammkohle in den jüngeren Schichten), mit der der Zyklus endet. Flöze und Nebengestein unterlagen noch im Oberkarbon einer durch die Gebirgsfaltung bedingten Dislokation. Der Faltenbau ist neben Überschiebungen und Spezialfalten von einer Vielzahl zum Teil recht bedeutender Querstörungen gekennzeichnet, die die Gesteinsschichten in zahlreiche, kleinere Horste und Gräben gliedern. Da gleiche Flöze durch die „Sprünge“ schon auf kurzen Distanzen gegeneinander versetzt sind und sich auch der Charakter der Kohle (z. B. ihr Gehalt an flüchtigen Bestandteilen) gleicher Flöze im Streichen und Fallen kleinräumig ändern kann, hat man die verschiedenen Flözgruppen mit Ortsnamen belegt (KUKUK/HAHNE 1963, S. 15). So unterscheidet man im Ruhrrevier (Tab. 1) Sprockhöveler (Stufe Namur C), Wittener (Westfal A), Bochumer (Westfal A), Essener (Westfal B), Horster (Westfal B), Dorstener (Westfal C) und – seit jüngerem – Lembecker Schichten (Westfal C). Im Aachener Revier (Abb. 4) sind es die Unteren Stolberger (Namur A-C), Oberen Stolberger (Westfal A),

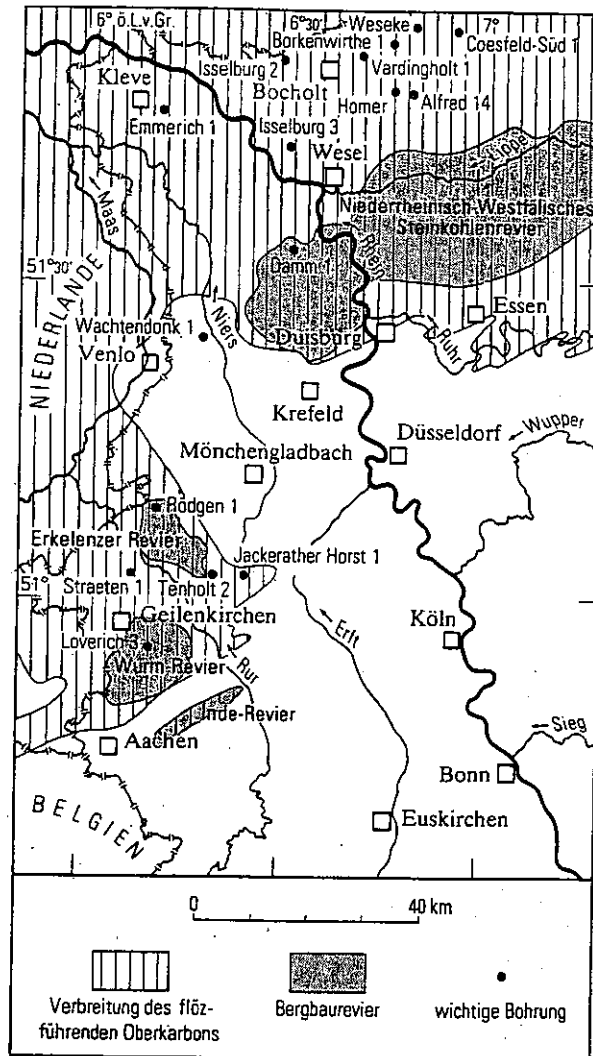


Abb. 4: Steinkohlenreviere am Niederrhein
(Quelle: HILDEN 1988, in: Geol. am Niederrhein, S. 86)

Kohlscheider (Westfal A) und Alsdorfer Schichten (Westfal B). Vom Flözführenden bei Osnabrück (Ibbenbüren) ist bisher eine Schichtenfolge des Westfals B–D von 1600 m übertage und untertage bekannt, weitere 400 m wurden erbohrt. Der hier vergleichsweise höhere, vielfach anthrazitische Inkohlungsgrad dürfte sich aus dem in der jüngeren Kreidezeit intrudierten und bis in rd. 5 km Tiefe aufgestiegenen ‚Bramscher Pluton‘ erklären. Der Parallelisierung der Flözführung in den verschiedenen Karbonkohle-Revieren („Kohlegürtel“: Irland–England–Belgien–Aachen–Ruhr–Schlesien u. a.) dienen längerwährende marine Sedimentationsintervalle

als Leithorizonte; etwa ein Sechstel der Schichtfolge läßt derartige Meeresvorstöße erkennen.

Karte 2.5 zeigt die paläogeographische Situation zur ‚Haupt-Kohlezeit‘, dem Westfal, und weist u. a. auch eine Reihe von Becken oder Senken im binnenländischen Bereich auf, in denen sich das Steinkohlen führende Oberkarbon allein unter limnisch-fluviatilen Bedingungen entwickelte. Die Flöze z. B. des Saar-Beckens sind dabei insgesamt etwas jünger als die des Ruhrkarbons und reichen vom Westfal C bis in das Rotliegende des Perms. In den ‚Vorland-Revieren‘ enden dagegen die Kohlenlagen noch im Oberkarbon und weichen rotfarbenen Sand- und Tonsteinen. Letztere zeigen einen Wechsel im Klima an: Im Laufe des Karbons ‚wanderte‘ der Äquator in südlicher Richtung über das damalige ‚Europa‘ hinweg, nachdem dieses im Devon noch etwa im Bereich des randtropischen Trockengürtels der Südhemisphäre lag. Das tropische Regenwaldklima des Karbons, das die Waldmoore üppig wachsen ließ, wich wieder einem Trockengürtelklima, nunmehr unter dem nördlichen Wendekreis; die Waldmoore sterben ab.

In die Zeit des ausgehenden Oberkarbons, etwa zwischen Westfal und Stefan, fällt auch die asturische Phase der variskischen Faltungsära, die die paläozoischen Ablagerungen des Bergischen Landes, Sauerlandes und des Ruhrgebietes zu Faltenzügen verformte. Nach Norden klingt diese Faltung unter der Westfälischen Oberkreide-Mulde aus. Die südlichen Abschnitte des Rheinischen Schiefergebirges beiderseits des Rheins unterlagen bereits – und intensiver – zu einem früheren Zeitpunkt (bretonische Phase) der variskischen Auffaltung und Anhebung über Meeresniveau. Insgesamt ließ die variskische Orogenese aus den Füllungen der großen Geosynklinale einen alpinotypen Gebirgskörper entstehen, der vom mittleren Frankreich (Zentralplateau) über Westdeutschland, Mitteldeutschland und die Ostsudeten bis nach Mittel- und Südpolen verläuft. Ein zweiter Strang, das Armorikanische Gebirge, zieht vom mittleren Frankreich über die Bretagne nach Südwest-England und zum südlichen Irland. Spätere tektonische Vorgänge sowie mesozoisch-känozoische Sedimentüberdeckungen führten dazu, daß das Variskische Gebirge heute nur noch in wenigen größeren Teilstücken zutage tritt.

Insgesamt läßt sich das Variskische Gebirge in mehrere *Großzonen* gliedern (vgl. Karte 2.5). In der *Variskischen Vortiefe*, dem Subvariskikum, vollzog sich die letzte Faltung (asturische Phase) im Nordteil des Rheinischen Schiefergebirges. Südlich folgt die *Rhenoherynische Zone* mit der variskischen Hauptfaltung (bretonische und sudetische Phase), der u. a. die Ardennen, der Großteil des Rheinischen Schiefergebirges und der Harz angehören. Das Charakteristikum dieser Zone sind die Tiefe des Synklinaltroges und die entsprechenden Mächtigkeiten der gefalteten Sedimente. Hier befinden sich auch die Gesteine mit dem höchsten Metamorphisierungsgrad innerhalb des Rheinischen Schiefergebirges (Südbereich). Die *Saxothuringische Zone* umfaßt u. a. die Nordvogesen und die Haardt, den Nordschwarzwald, den Spessart, den Thüringer Wald, das Fichtel- und Erzgebirge. Die südlich anschließende Großeinheit, die *Moldanubische Zone*, erstreckt sich u. a. von den Vogesen über den Schwarzwald, Oberpfälzer und Böhmer Wald zum Bayerischen Wald am Rande des Moldanubischen (Böhmischen) Massivs. Dem Saxothuringikum und dem Moldanubikum gemeinsam ist, daß sie bereits einer älteren, der kaledonischen Faltung unterlagen und in frühvariskischer Zeit erneut überprägt und kräftig metamorphisiert wurden. In die Metamorphite hinein drangen während oder nach der variskischen Faltung meist saure Tiefengesteine. Die alten Mittelgebirge (Grundgebirge) südlich und östlich des Mains sind mithin sehr viel mehr vom Plutonismus gekennzeichnet als die nördlicheren. Der durch die variskische Gebirgsbildung entstandene sowie der in diesen Prozeß einbezogene ältere Raum verschmolzen mit ‚Paläoeuropa‘ (Fennoskandia, London-Brabanter Massiv, Massiv von Wales u. a. m.) zum größeren ‚Mesoeuropa‘, das nun etwa bis zu den später entstandenen Alpen und Karpaten reichte.

In der bretonischen und asturischen Gebirgsbildung wurden die Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges nicht nur verfaultet, sondern auch *geschiefert*. Dabei legten sich die mineralischen Gemengteile in den tonigen und schluffigen, kaum aber in den anderen Gesteinen senkrecht zur Richtung des stärksten Druckes in enggescharte, parallel angeordnete Trennflächen, die infolge der Faltung die Schichten meist schräg durchset-

zen (Transversalschieferung). Liegt die Transversalschieferung tektonisch bedingt auch einmal schichtparallel, ist sie nur schwer von der stets schichtparallelen diagenetischen Schieferung (vgl. Abschn. 2) zu unterscheiden. Besonders geschiefert ist der Südrand des Rheinischen Schiefergebirges (Hunsrück, Taunus); zum Nordrand hin wird die Schieferung allgemein schwächer, bis sie schließlich innerhalb des Oberkarbons gänzlich verschwindet. Die variskischen Falten dagegen reichen noch etwas weiter nach Norden (THOME 1976, S. 37).

Die mit den variskischen Krustenbewegungen stellenweise verbundenen Überschiebungen, horizontalen Verschiebungen (Blattverschiebungen) und Abschiebungen (Verwerfungen) von Schichtpaketen ließen Störungsspalten entstehen, in die wässrige, metallhaltige Lösungen aus größerer Tiefe aufstiegen, die *Erze* ausschieden (hydrothermale Gangvererzungen). Zu den hydrothermalen Ganglagerstätten gehören u. a. die Siderit (Eisenpat)-Gänge (z. T. auch mit Kupferkies, Zinkblende und Bleiglanz) des Siegerländer Erzbezirkes innerhalb der bergisch-sauerländischen Lagerstättenprovinz. Nach mehr als 2000 Jahren Bergbau wurden die letzten Gruben im Siegerland 1965 aus wirtschaftlichen Gründen stillgelegt. Einen im Rheinischen Schiefergebirge relativ seltenen Lagerstättentyp stellen die Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspatlager von Meggen (Lenne-stadt) dar. Die Erzminerale wurden hier in einem abgeschnürten Meeresbecken aus aufsteigenden hydrothermalen Erzlösungen ausgefällt und wie die sonstigen Sedimente schichtig abgesetzt (stratiforme synsedimentäre Lagerstätte). Zwar stratiform synsedimentäre, aber im Zusammenhang mit keratophrischen Ergußgesteinen exhalative Lagerstätten finden sich im östlichen Sauerland (z. B. bei Adorf), im Kellerwald und vor allem im Lahn-Dill-Gebiet. Auf untermeerischen Schwellen aus Tuffen (Schalstein) schlugen sich Eisenoxid und Eisenhydroxid nieder (‚Roteisensteine‘), die stellenweise mehrere Meter mächtige Lagen einnahmen. Auch dieser Bergbau kam nach und nach bis zur Mitte der 1970er Jahre zum Erliegen.

Unter den *faltungsbedingten Einzelstrukturen* des Gebirges, die meist noch einen komplexen internen Faltenbau aufweisen, treten im Bergischen Land besonders der Velberter Sattel (vgl. Karte 2.3) mit seinem (Massen-)

Kalkrücken bei Wülfrath und der Westteil des Remscheid-Altenaer Sattels mit alten, prädevonischen Sedimenten im Raum Solingen-Remscheid hervor. Im Sauerland folgen der Hauptteil des Remscheid-Altenaer Sattels, die Lüdenscheider Mulde (Oberdevon-Unterkarbon), der Ebbe-Sattel (mit den ältesten Schichten des rechtsrheinischen Schiefergebirges: Ordovizium und Silur), die Attendorner-Elssper Doppelmulde (Devon mit Massenkalk bis Unterkarbon), der Ostsauerländer Hauptsattel (Mitteldevon mit gang- und stockförmigen Diabasen, deren Verbreitung sich etwa mit dem ‚Sauerländer Blei-Zink-Erzbezirk‘ an der oberen Ruhr deckt) und der Latrop-Züschener Sattel (Unterdevon). Der letztere gehört schon wie der Morsbach-Müsener Sattel zum Siegerner Antiklinorium (Unterdevon), einer breiten Aufsattelung, in der ein Bündel parallel laufender Großfalten und -überschiebungen vereint sind, von denen die in der Mitte liegenden besonders hoch emporragen (Siegerner [Schuppen-]Sattel). Nach Westen erstreckt sich dieses, früher auch als Siegerner Block bezeichnete Antiklinorium über den Rhein bis in die Eifel. Nach Südosten geht es in die Dill-Mulde über, die jenseits des Hörre-Zuges (Hörre-Zone) eine Fortsetzung in der Lahn-Mulde findet. Dieser ganze Bereich, zu dem strukturell auch der Kellerwald gehört, ist kompliziert gebaut mit streichenden Störungssystemen, die stark von mächtigen Diabasen durchsetzt sind.

Im *Perm* unterlag das aufgefaltete Gebirge einer starken Abtragung möglicherweise schon bis zur Gestaltung einer mehr oder weniger flachen, großen Rumpffläche. Unter aridem Klima sammelte sich roter Verwitterungsschutt als terrestrisch-fluviatile Ablagerungen in Senken des Gebirges (z. B. bei Menden) und in einem großen festländischen Becken im nördlichen Vorland, in dessen zentralem Teil nur noch ein großer Salzsee von der ehemaligen Meeresbedeckung zeugte. Gegen Ende des Unteren Perms (Rotliegendes) traten wieder epirogenetische Senkungen ein, die – vom nördlichen Ozean her – einem Meeresarm den Zugang zum nördlichen Deutschland ermöglichten. Unter dem weiterhin wüstenhaften Klima kam es im Oberen Perm (Zechstein) zur Ausbildung mächtiger Salzlager außerhalb des heutigen Rheinischen Schiefergebirges (nordwestlich und nördlich), das nur im Osten, im Bereich

der sich langsam eintiefenden Hessischen Senke, vom Zechsteinmeer erreicht wurde. Hier am Ostrand kam es zur Ausbildung einer Fazies mit organogenen Kalken, Kupfererz führenden Mergeln und Verwitterungsschutt vom nahen Festland, auch zur Ausscheidung von Gips, jedoch nicht von Salz (THIEMANN 1976, S. 19).

Im *Meso- und Känozoikum* blieb das Rheinische Schiefergebirge im wesentlichen ein Festland, wenn auch abnehmenden Umfangs: Die östliche Fortsetzung zum Harz versank unter der Hessischen Senke, im Nordosten und Norden erwuchs das Weserbergland aus dem Niedersächsischen Becken, der Südteil des Schiefergebirges tauchte ab gegen die Wetterau, das Mainzer Becken und die Trierer Bucht, im Nordwesten brach die Niederrheinische Bucht ein. Vom alten rheinherzynischen Faltenbogen ragte schließlich nur noch der Teil im Westen Deutschlands empor, den man heute als Rheinisches Schiefergebirge kennt. Selbst über diesen Teil transgredierte in der Oberkreide aus Norden ein Meer, dessen Südgrenze mindestens bis zum Rothaargebirge reichte (VON KAMP 1981, S. 14). Mit dem Ende der Kreidezeit zog sich das Meer aus dem sich hebendem Rumpffgebirge zurück und die marinen Sedimente unterlagen der flächenhaften Abtragung bei vorherrschend feucht-tropischem Klima. Tiefreichende chemische Verwitterung, Verkarstung und die Bildung von Rumpffflächen kennzeichneten das Tertiär. Im Quartär schließlich erfolgte, wie bereits vorab ausgeführt, die jüngste Relieffierung dieses ältesten Erd-Teils im Westen Deutschlands.

3.2 WESERBERGLAND

Das Weserbergland gehört wie das Rheinische Schiefergebirge zu den deutschen Mittelgebirgen und greift am weitesten in das Norddeutsche Tiefland vor. Im Gegensatz zum paläozoischen Rheinischen Schiefergebirge, einem Grundgebirge, wird das Weserbergland aus Sedimenten des *Deckgebirges*, vornehmlich aus dem Erdmittelalter, aufgebaut. Als Weserbergland wird hier der westliche Teil der Bergländer zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und dem Harz bezeichnet, der mit der „Westfälisch-niedersächsischen Mittelgebirgsschwelle“ identisch ist (vgl. Karte 2.1 auf dem Atlasblatt III

„Geomorphologie und Naturräume“ in der sechsten Atlas-Lieferung). Seine Umgrenzung bilden im Norden das Wiehengebirge, im Westen der Teutoburger Wald und das Eggegebirge, im Süden und Osten die Diemel- und Oberwesertalung mit ihren Randhöhen.

Dazwischen liegen Berg- und Hügellandschaften, die sich aus Höhenzügen, Längs- und Quertälern, schmaleren und breiteren Schwellen, Gräben und Mulden zusammensetzen. Diese Vielfalt spiegelt sich auch in den Höhenverhältnissen und der Ausprägung des Gewässernetzes wider. Die höchsten Erhebungen liegen mit über 400 m im Südwesten, im Eggegebirge, und in einem mittleren Streifen etwa östlich von Lemgo bis zur Weser nahe Holzminden. Köterberg (mittlerer Streifen) und Velmerstot (Eggegebirge) sind die Kulminationspunkte mit 497 m bzw. 468 m NN. Die zwischen ihnen und der Diemel-/Wesertalung liegenden Höhen halten sich um 250–350 m; dagegen fallen sie im nördlichen Weserbergland, das vom Teutoburger Wald und Wiehengebirge eingerahmt wird, weitgehend auf unter 200 m ab.

Von den nordwestlichen Ausläufern des Weserberglandes bei Osnabrück bis in einen mittleren Bereich um Steinheim weisen die einzelnen Reliefräume im wesentlichen eine nordwestsüdöstliche Erstreckung auf, wie sie deutlich im Teutoburger Wald und auch im Wiehengebirge zum Ausdruck kommt. Von Steinheim bis Warburg reihen sich die Vollformen und Talräume eher nordsüdlich, vergleichbar der Streichrichtung des Eggegebirges. Sowohl im Nord- als auch im Südteil des Berglandes kommen zahlreiche Oberflächenstrukturen hinzu, deren Verlauf von den beiden Hauptrichtungen abweicht.

Das vielgliedrige Oberflächenbild beruht in der Hauptsache auf Krustenbewegungen im Rahmen der sog. *saxonischen Gebirgsbildung*, in der vom Jura bis zum Tertiär durch *germanotype* Tektogenese im östlichen Westfalen, im südlichen Niedersachsen, am Harzrand und im Thüringer Becken *Bruchfalten-* bzw. *Bruchschollengebirge* entstanden. Germanotype Gebirgsbildungen vollziehen sich nicht, wie alpinotype, in Geosynklinaltrögen, sondern auf bereits konsolidiertem Unterbau, wie er z. B. im Gebiet der alten rhenoheryznischen Konsolidation vorlag (vgl. Abschn. 3.1). Statt einer durchgehenden Ausbildung von Faltensystemen (vgl. variskische Gebirgsbildung) kommt es infolge des relativ

starrten Fundaments zu vielen Störungen. Sie äußern sich in phasenhafter Zerlegung, Hebungen (Achsen), Einbrüchen und Kippungen der auflagernden mesozoischen Schichten (HESEMANN 1975, S. 385), in Pressungszonen (Aufwölbungen, Auf- und Überschiebungen) sowie Zerrungszonen (Ausweitungen) mit einem Zerfall in viele einzelne Schollen infolge Überdehnung. Eine nicht unwesentliche Rolle bei den Dislokationen (Störungen) in den „Saxoniden“ spielten die sich plastisch verhaltenden, aufsteigenden Salze des Zechstein-Untergrundes (*Halokinese*). Vertikaltektonische Vorgänge dürften des weiteren auf das Aufdringen von magmatischen Intrusivkörpern zurückzuführen sein, wie dem Bramscher Massiv (Pluton) unter dem nordwestlichen Weserbergland.

Ausschlaggebend bei der *Tektogenese des Weserberglandes* war das Aufeinandertreffen zweier Großstrukturen, des Niedersächsischen Tektogens und der Hessischen Senke (vgl. Karte 2.2). Die Entwicklungsgeschichte des *Niedersächsischen Tektogens* (Abb. 5) beginnt im Oberen Jura (Malm), als sich während der *jungkimmerischen Phase* der saxonischen Gebirgsbildung nördlich der Rheinischen Masse ein marines Becken (Niedersächsisches Becken) eintiefte. In der jüngeren *subherzyn-laramischen Phase* (Oberkreide/Tertiär) unterlagen die Sedimente dieses Beckens einer Einengung durch Seitendruck und einer Hebung, wobei die Rheinische Masse im Süden und wohl auch die Pompeckj'sche Scholle bzw. Schwelle im Norden als Widerlager fungierten (SEEDORF 1977, S. 190). Der Südteil des Beckens wurde zum Tektogen, aus dem sich langsam die *Nordwestfälisch-Lippische Schwelle* emporhob (vgl. Karte 2.3). Gleichzeitig wurden die Gebirgsblöcke des Rheinischen Schiefergebirges und des Harzes angehoben. Sie gaben den Rahmen ab, zwischen dem durch Pressungen und Zerrungen Achsen aufgewölbt, Schollen verstellt wurden und Gräben einbrachen (SEEDORF 1977, S. 187). Als Haupthebungszone im Bereich der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle entstand die Nordwest-Südost (= herzynisch) verlaufende Piesberg-Pyrmonter Achse, von der Teilgebiete zusätzlich beulenartig herausgehoben wurden. An der Südflanke der Schwelle erfolgte eine Aufwärtsbewegung des Teutoburger Waldes (Osning-Achse) mit randlicher Überschiebung auf die Rheinische Masse (Osning-Überschiebung,

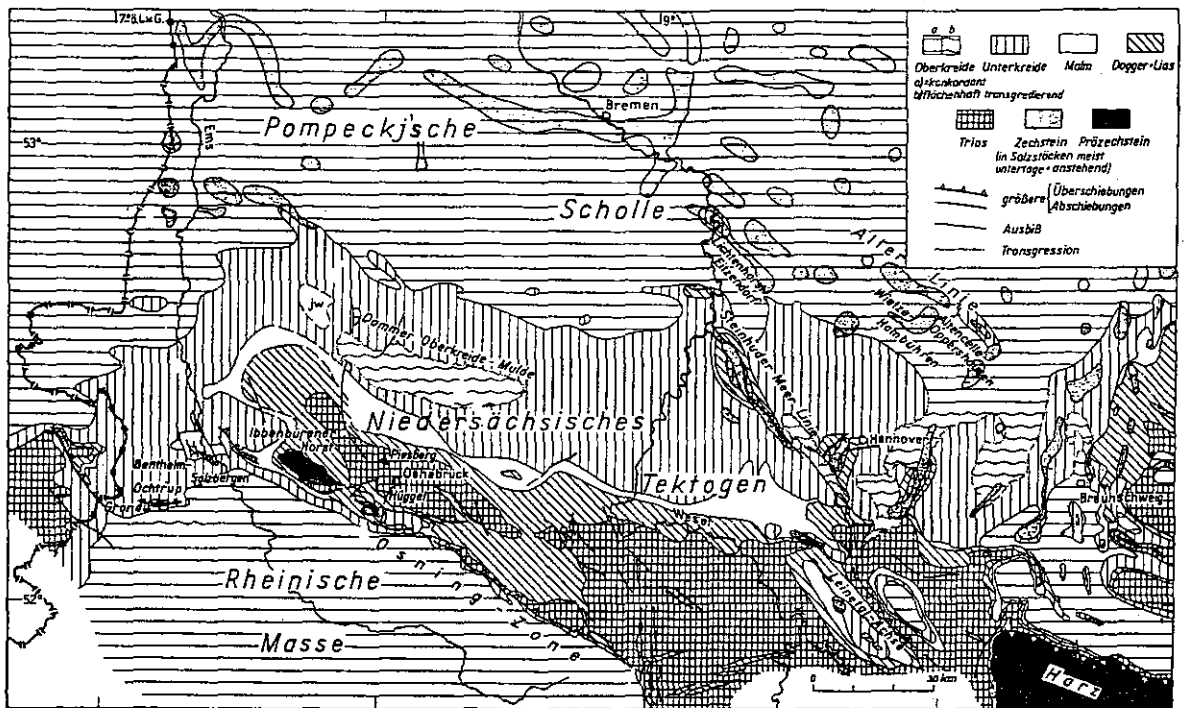


Abb. 5: Niedersächsisches Tektogen zwischen Rheinischer Masse und Pompeckj'scher Scholle (Tertiär und Quartär abgedeckt)
 (Nach Borgk 1968, aus: Topogr. Atlas Niedersachsen, 1977, S. 12)

Abb. 6). Die Nordflanke der Schwelle, eine Flexur (s-förmige Verbiegung von Gesteinschichten), zeichnet das Wiehengebirge nach, dessen Schichten nach Nordosten, zum Norddeutschen Tiefland hin (vgl. Abb. 6), einfallen. Nach Verwitterung und Abtragung des Sattelscheitels zwischen den beiden Flanken (Reliefumkehr) verblieb das Wiehengebirge aufgrund seiner harten Oberjura-Kalke als eine Landstufe mit nach Süden, d. h. zum Innenbereich des Weserberglands, gerichteter Stirnfront bestehen.

Die Hessische Senke, die seit dem Perm langfristig eingesunken war, wurde vom höheren Jura ab zu einem Hebungsgebiet. Im Verlauf der jungkimmerischen Gebirgsbildung setzten zwischen der sich verstärkt hebenden Rheinischen Masse und der Hessischen Senke Vertikalbewegungen ein, wodurch eine staffelförmige Störungszone ('Egge-Lineament'; DEUTLOFF 1989, S. 37) als Ostabbruch des Grundgebirges entstand. Im Zusammenhang damit erfuhr auch das südliche Weserbergland seine tektonische Gestaltung mit Zerrungs- und Pressungsformen (Gräben, Mulden, Schwellen) in vorwiegend eggischer Streichrichtung (NNW-SSE).

Die Senke selbst durchziehen vorwiegend rheinische Störungszone (NNE-SSW), wie sie auch den weiter nordöstlich folgenden Leinetalgraben prägen (vgl. Karte 2.2).

Die tektonischen Linien herzynischer Richtung des nördlichen Weserberglandes und die eggischen Linien des südlichen Berglandes kreuzen sich in einer Zone, die vom Nordende des Eggegebirges östlich bis zur Oberweser reicht. Durch die Vergitterung unterschiedlicher tektonischer Linien weist dieser Bereich ein verwickeltes Struktur- und Formenbild auf. In der geologischen Karte (Karte 1) tritt er durch ein System von Gräben mit jurassischen Schichten in triassischer Umgebung hervor (Falkenhagener Grabensystem) innerhalb einer NE-SW (variskisch vorgeprägt?) streichenden Störungszone. Die Zone deckt sich in etwa mit dem von STILLE (1910) so bezeichneten „Niedersächsischen Uferrand“. Während sich vom Uferrand nach Norden das Niedersächsische Becken eintiefte und noch lange Meeresboden blieb, wurde der südlich angrenzende Krustenteil, von zeitweiligen Überflutungen abgesehen, Festland. Daraus erklärt sich auch das Einfallen und Jüngerwerden der Ablagerungen im

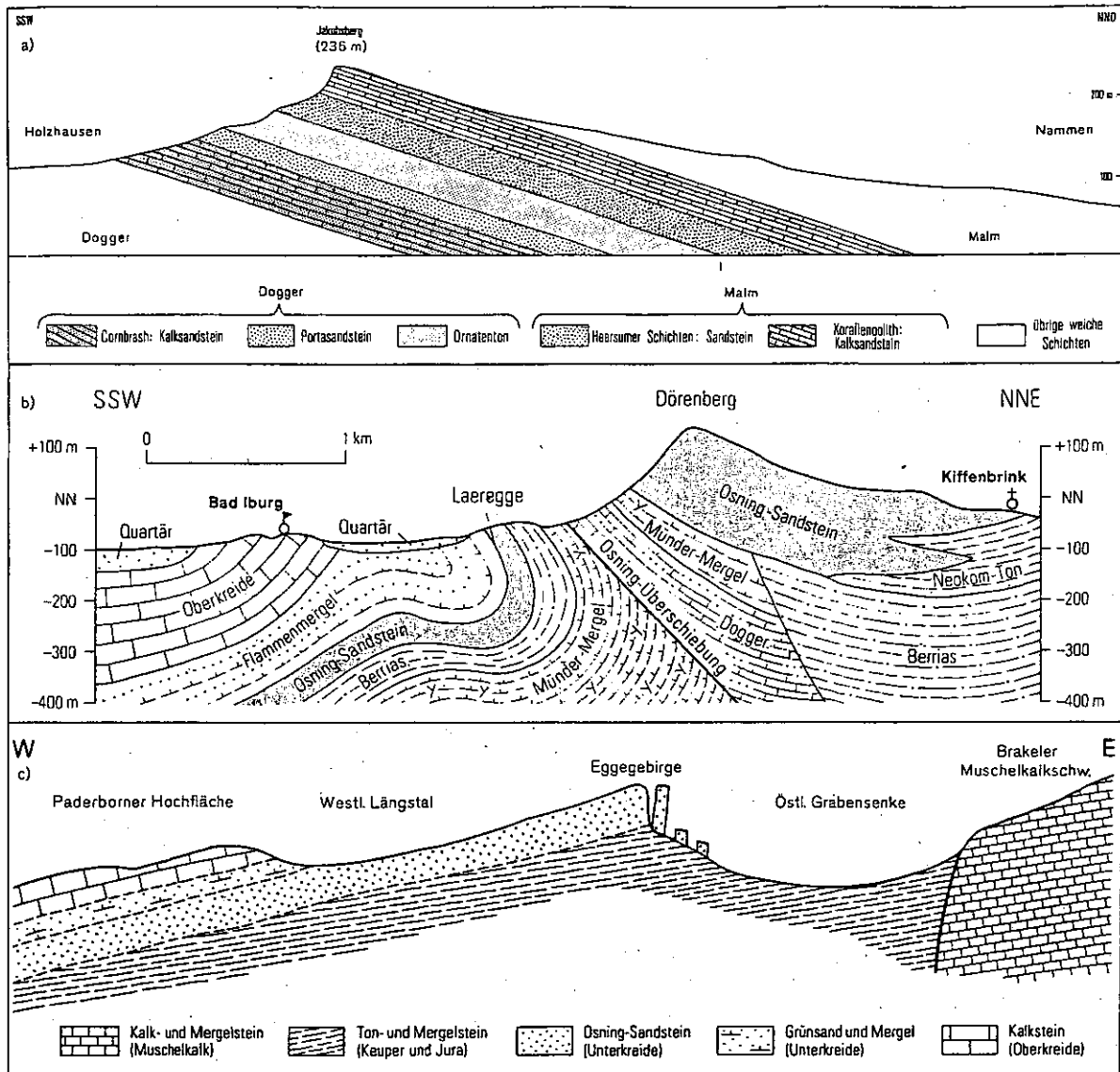


Abb. 6: Querschnitte durch das Wiehengebirge (a), den Teutoburger Wald (b) und das Eggegebirge (c)

(a: nach SCHÜTTLER 1968, in: Topogr. Atlas NRW, S. 284; b: KÜHN-VELTEN und MICHEL 1986, in: Erl. z. Geol. Karte C 3914 Bielefeld, S. 74; c: KÜHN-VELTEN 1979, in: Erl. z. Geol. Karte C 4318 Paderborn, S. 37)

Weserbergland von Süden nach Norden und die damit gegebene Gliederung in ein südliches Muschelkalkgebiet (Mittlere Trias), ein zentrales Keupergebiet (Obere Trias) und ein nördliches Juragebiet. Die triassischen Gesteine lagern im allgemeinen flacher; Schwel len (z. B. Brakeler Muschelkalk-Schwelle) wechseln mit Einmuldungen (z. B. Borge treicher Keuper-Mulde). Die jüngeren Gesteine weiter nördlich lagern im großen gesehen in einem Aufwölbungsbereich (Piesberg-

Pyrmonter Achse), im einzelnen jedoch mit vielfältigen Bruch- und Faltenstrukturen in einer Anzahl von Kleinsätteln und -mulden, Hebungsfeldern (vor allem im Nordwesten) und Gräben (Kleinschollenmosaik).

Den tieferen Unterbau des Weserberglandes bildet der weitgehend eingeebnete varis kische Sockel, auf dem sich im Perm unter aridem Klima in mehreren Festlandtrögen terrestrisch-limnischer Verwitterungsschutt vorwiegend rot-brauner Färbung sammelte.

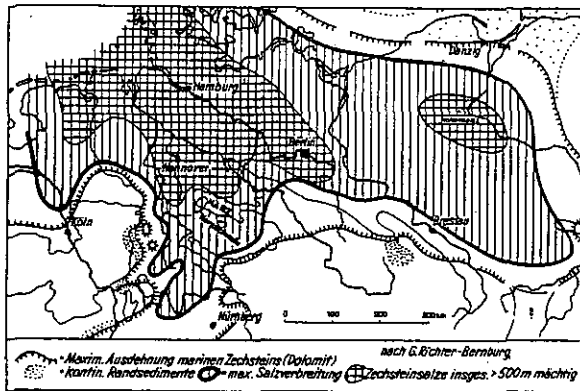


Abb. 7: Verbreitung der Zechsteinsalze in Norddeutschland

(Aus: Topogr. Atlas Niedersachsen, 1977, S. 167)

Zu Beginn des Zechsteins sanken die Tröge ein und schlossen sich zum ‚Germanischen Becken‘ zusammen, in das aus Nordwesteuropa das Meer eindrang. Es umgrenzte die Rheinische Masse auf ihrer Nordwest-, Nord- und Ostseite. In diesem Meer kam es zu mehrmaliger zyklischer Sedimentation einer Abfolge klastischer, karbonatischer, sulfatischer und chloridischer Ablagerungen infolge zeitweiliger Sedimentanlieferung vom Festland und nachfolgender Ausfällung der im Meerwasser unter heiß-aridem Klima bis zur Übersättigung angereicherten gelösten Salze (Abb. 7). Ton, Anhydrit (und daraus entstandener Gips), Stein- und Kalisalz wechseln in sechsfachem Zyklus miteinander ab. Die Werra-Folge (Z1) nimmt den Unteren und Teile des Mittleren Zechsteins ein; darüber schließt sich bis in den Oberen Zechstein hinein die Staßfurt-Folge (Z2) an, die ihrerseits von der jüngeren Leine-Folge (Z3) abgelöst wird. Das obere Glied der Folge, die Aller-Folge (Z4), ist in neuerer Zeit um die Ohre- und Friesland-Folge (Z5, 6; außerhalb des Weserberglandes) ergänzt worden als zwei im Beckeninnern befindliche jüngste Zyklen (DEUTLOFF 1989, S. 18). Die ganze Zechstein-Serie erreicht zusammen eine Mächtigkeit von ca. 1000 m, davon rd. 700 m Salze. In der Randfazies des Ablagerungsbeckens dominieren Kalk und Dolomit. Die mächtigen, gut löslichen und mechanisch sehr mobilen Salzsedimente waren mit einer Voraussetzung für die weitere strukturelle Entwicklung des Weserberglandes. An die Oberfläche oder ihre Nähe treten sie jedoch nur im Niedersächsischen, wo sie für die Wirtschaft größere Bedeutung erlangten.

Von den im Weserbergland austreichenden stratigraphischen Systemen ist im mittleren und südlichen Bereich fast ausschließlich die *Trias* vertreten, mit der das Mesozoikum beginnt. Die Gliederung der mesozoischen Gesteine nach dem Alter wird – abgesehen vom Buntsandstein – durch einen großen Fossilreichtum ermöglicht. Die triassischen Ablagerungen erfolgten unter subtropisch-ariden Klimabedingungen im Westteil des Germanischen Beckens, das sich später, vor allem in der mittleren Trias, stark erweiterte.

Die germanische Serie der Trias beginnt mit dem *Buntsandstein*. Oberflächenbildend kommt er in größerer Verbreitung südlich und östlich des Weserberglandes vor (Hessische Senke und Solling-Gewölbe); vereinzelt tritt er im Kern sowohl tektonischer Aufpresungen als auch Zerrungen (Gräben) auf, z. B. in der Umgebung von Osnabrück, im Bereich des Eggegebirges oder des Hardehausener Waldes an der Südost-Ecke der Westfälischen Bucht. Zur Ablagerungszeit des Buntsandsteins wurden, zunächst in einem übersalzten Flachmeer, dann nach dessen Rückzug in einer terrestrischen Senke, die Abtragungsprodukte von südwestlich (Rheinische Masse) und südöstlich (Vindelizische Schwelle) gelegenen Festländern sedimentiert. Die bunten namengebenden Gesteinsfarben deuten auf die Entstehung in einer flachen, sanderfüllten Binnensenke unter aridem Klima hin. Erst im oberen Buntsandstein kehrte das Meer zurück. Die Fazies zeigt einen Wechsel sandig-schluffig-tonigen Materials; bei den Sandsteinen treten vielfach Kreuzschichtung, Rippelmarken, Regentropfeneindrücke und Tongerölle, bei den Tonschichten Trockenrisse auf. Der Untere Buntsandstein ist im jüngeren Teil mit Bänken harten Sandsteins (Rogenstein) durchsetzt, denen mürbe Sandsteine aufliegen. Im Mittleren Buntsandstein herrscht harter, fast reiner Quarzsandstein („Bausandstein“) vor. Der Obere Buntsandstein (Röt) ist toniger ausgebildet mit Letten, Mergeln, schmalen Kalkbänken, Salz, Salzton und Anhydrit.

Mit dem *Muschelkalk* folgte eine Epoche der Meeresherrschaft, während der nur noch die Rheinische Masse als Insel herausragte, ohne Eifel und Hunsrück, die unter dem Meeresspiegel lagen. Vornehmlich wurden chemische Sedimente mit nur geringer festländischer Komponente ausgefällt und die

Kalkschalenreste der marinen Wirbellosen zu Schillbänken zusammengeschwemmt. An die Oberfläche tritt der Muschelkalk im Weserbergland vor allem in dessen südlichem Teil im Bereich des Netheberglands (Brakeler Schwelle), in ‚umlaufenden‘ Schichten um die Borgentreicher Keupermulde und den Talkessel von Bad Pyrmont sowie in einem breiten Zug westlich und z. T. östlich der mittleren Oberweser. Im nördlichen Weserbergland findet sich Muschelkalk in geringerer Verbreitung im Teutoburger Wald, Lippes Bergland und im Raum Osnabrück. Der Untere Muschelkalk enthält neben dichtem, bankigem bis plattigem Kalkstein u. a. auch dünne Kalkbänkchen mit Wellenfurchen eines bewegten Flachmeeres (‚Wellenkalk‘). Im Mittleren Muschelkalk wurde das Meer zeitweilig vom Ozean abgeschnürt (Übersalzung und Festlandeinfluß), so daß es neben Mergel (Ton- bis Kalkmergel) auch zur Ablagerung von Steinsalz und Gips kam. Während des Oberen Muschelkalks öffnete sich wieder eine Verbindung zum Ozean im Süden (Tethys), und das eindringende Meer hinterließ vor allem harte Kalkbänke mit eingeschwemmten Stielgliedern von Seelilien (‚Trochiten-Kalk‘) sowie eine Serie wechselagernder Tonmergelsteine und dünnbankiger bis plattiger Kalksteine mit der Ammonitengattung *Ceratites* als Leitfossil (‚Ceratiten-Schichten‘).

Die Schichten des *Keupers* weisen abermals auf einen festländischen Sedimentationsraum, der den Charakter einer zeitweilig überfluteten oder von Wadis (Wüstenflüssen) durchzogenen Salz-Ton-Ebene besaß, bis im Oberen Keuper das Meer erneut eindrang. Seine Hauptverbreitung hat der Keuper in der Borgentreicher und Steinheimer Mulde sowie – vor allem – im Lippischen Bergland etwa zwischen Bad Oeynhausens und Höxter, Detmold und Hameln. Den Unteren Keuper kennzeichnet noch ein schelfartiges Milieu mit Deltaschüttungen (Kalke, Sande, Mergel, Schluffe, Tone) und eingelagerten, verunreinigten (Ton) Kohleflözchen (‚Lettenkohlen-Keuper‘). Im Mittleren Keuper (‚Gips-Keuper‘) herrschen Gips aus flachen übersalzten Becken unter geringer Wasserbedeckung, Steinmergel (dolomitisch-kieselige Tonsteine) und sog. Schilfsandstein (limnisch-fluviatile Sande, Schluffe, Tone mit Pflanzenresten) vor. Der Gips führte später bei oberflächennaher Auslaugung zu Erdfällen oder

Subrosionssenken. Den Oberen Keuper (Rhät) prägen eine küstennahe Fazies mit harten Sandsteinen (‚Rhät-Quarzit‘) sowie küstenfernere dunkelgraue Tonlagen.

In der *Jura-Zeit* verstärkte sich der Einfluß des Meeres. Vom *Lias* bis in den *Dogger* bildete Nordwestdeutschland einen Teil des nordwesteuropäischen Randmeeres, das durch zwei Meeresarme im Westen und Osten der Rheinischen Masse mit dem ‚Fränkisch-Schwäbischen Becken‘ des Tethys-Meeres verbunden war. In das Schelfmeer, dessen Küstenverlauf infolge epirogenetischer Meeresbodenbewegungen einige Änderungen erfuhr, wurde von der Rheinischen Masse unter den Bedingungen feuchtwarmen Klimas überwiegend feinklastisches Material eingeschwemmt, das sich zusammen mit den Schalen und Skeletten einer reichen Lebensgemeinschaft von Plankton, Wirbellosen und marinen Wirbeltieren am Meeresboden ablagerte. Gegen Ende des Doggers und zur Zeit des folgenden *Malms* verengte sich der Meeresraum – unter Schließung der beiden Meeresarme und dem Emporsteigen einer Schwelle im Norden – auf das Niedersächsische Becken mit dem Einsetzen epirogener Unruhe und schließlich orogener Bewegungen der jungkimmerischen Phase. *Jura-Gesteine* sind im nördlichen Weserbergland wie auch im gesamten Nordbereich des Niedersächsischen Berg- und Hügellandes verbreitet. Schwerpunkte im Weserbergland bilden das Wiehengebirge, das Ravensberger Hügelland (zwischen Melle und Herford, Bielefeld und der Porta Westfalica) sowie ein Streifen parallel (nördlich) zum Teutoburger Wald. Im *Lias* überwiegen mergelig-tonige Sedimente, die mit tierischen und pflanzlichen Bestandteilen überfrachtet sind, woraus die dunklen Farben (‚Schwarzer Jura‘) und die Kohlenwasserstoffgehalte einiger Schichten resultieren (z. B. ‚Ölschiefer‘ mit 2–5 Prozent Bitumen; im Norddeutschen Tiefland auch Erdöl). Die Gesteine im *Dogger* wechseln von dunklen tonigen Gesteinen vollmariner Sedimentation zu ersten grobklastischen Sandsteinen infolge Vorrückens der Küste eines ‚Cimbrischen Festlandes‘ (dem alten fennoskandischen Massiv vorgelagert) nach Süden. Diesen Ablagerungen folgen der *Cornbrash*, ein eisenschüssiger Kalksandstein, sowie der grobkörnige *Porta-Sandstein* und der *Porta-Eisenstein* (‚Brauner Jura‘). An der Wende zum *Malm* kündigte die ver-

stärkte Bodenunruhe die Verengung des Sedimentationsraumes auf ein unter 100 km breites Becken („Niedersächsisches Becken“) zwischen der Rheinischen Masse im Süden und der Pompeckj'schen Scholle (Schwelle) im Norden (südöstlich des ehemaligen Cimbrischen Festlands) an. Zunächst wurden vornehmlich kalkige Gesteine abgelagert („Weißer Jura“) mit zwischenliegenden Eisenerzflözen (östlich der Porta Westfalica). Später machte sich die Einengung des Beckens im Übergang der marinen Sedimentation zu Sand, Schluff und Pflanzendetritus, aber auch Gips und sogar Steinsalz bemerkbar, die in vom offenen Meer abgeschnürten Eindampfungsbecken bzw. Ästuaren unter aridem Klima ausgeschieden wurden (Münder-Mergel-Fazies). Erdfälle im Wiehengebirgsvorland, z. B. bei Hopsten („Heiliges Meer“), weisen auf eine anhaltende Auslaugung dieser Salinarfolge hin. Innerhalb der oberen Münder-Mergel vollzog sich der Übergang vom Jura zur Kreide mit Beginn der Berrias-Stufe, deren Bückeberg-Folge auch als deutscher Wealden bezeichnet wird (KEMPER 1973, S. 55). Früher ordnete man die Wealdenfazies noch dem Jura zu.

Die *Kreide-Zeit* erhielt ihren Namen von hellfarbenen, relativ weichen Kalkgesteinen („Kreide“), wenn auch sonstige Gesteine, wie Mergel, Sand- und Tonsteine, in vielen Sedimentfolgen vorkommen. Zusammenhängend stärker verbreitet sind die Kreide-Gesteine östlich der Weser und westlich des Weserberglandes in der Westfälischen Bucht. Im Weserbergland selbst finden sie sich im Bereich des Teutoburger Waldes sowie – inselhaft zutage tretend – auch nördlich des Weserberglandes, z. B. im Stemweder Berg. Zu Beginn der Kreide (Unterkreide) herrschte noch ein brackig-limnisches Niveau vor, das anschließend in ein brackig-marines überging. Die Sedimentation erfolgte in der Hauptsache von der Rheinischen Masse her (nunmehr Teil eines Festlandes von Irland bis Polen) mit mächtigen Bankfolgen von Sandstein, denen dünne Steinkohlenflöze aus Mooren und Sumpfwäldern am Südrand des Beckens vergesellschaftet sind („Wealden“-Steinkohle zwischen Minden und Obernkirchen). Nachfolgend, mit dem Valangin, setzten wieder stärker marine Verhältnisse ein unter Ausdehnung des Ablagerungsraumes durch eine Meerestransgression sowohl nach Norden (Bereich der Pompeckj'schen

Scholle) als auch nach Süden. Hier wurde der in der jungkimmerischen Phase auf dem Nordsporn der Rheinischen Masse gegen das Niedersächsische Becken entstandene „Münsterländer Abbruch“ überflutet und von Ablagerungen der Unterkreide bedeckt. Dieser Grenzsaum, wo heute die ältere Unterkreide mit fein- bis mittelkörnigen sandigen Sedimenten auskeilt, ist ungefähr im 1–2 Zehnerkilometer-Abstand südlich entlang des Fußes von Teutoburger Wald (Ösning-Sandstein) und Eggegebirge zu ziehen. Im Bereich zwischen diesen Höhenzügen und der Nordflanke des Weserberglandes (Wiehengebirge) sind die Schichten der Unterkreide an der Wende zum Tertiär wieder weitgehend abgetragen worden. Im Alb griff das Meer noch weiter auf den Nordsporn der Rheinischen Masse über mit tonigen, sandigen und kieselig-mergeligen Schichtenfolgen („Flammenmergel“). Am Ende der Unterkreide zog sich das Meer jedoch wieder aus dem Gebiet der Rheinischen Masse zurück.

Die Epoche der *Oberkreide* war weltweit eine Zeit der Meeresherrschaft (Thalattokratie). Erstmals seit dem Paläozoikum überflutete das Meer fast die gesamte Rheinische Masse – wahrscheinlich bis in den Taunus hinein (vgl. Karte 2.6). Der Bereich des späteren Weserberglandes lag nun in einer küstenferneren Flachsee, in die wärmeliebende Faunen und Floren einwanderten. Im Gegensatz zu den sandig-tonigen Ablagerungen der Unterkreide-Zeit kam es jetzt – im Cenoman und Turon – zu Sedimenten aus Mergelsteinen mit Kalkmergelsteinbänken („Plänerkalk“) und Kalkstein. Gegen Ende der Oberkreide setzte dann die subherzyn-laramische Phase der Gebirgsbildung ein, in deren Verlauf das Niedersächsische Becken erneut im Querschnitt verringert und die Sedimentfüllung schließlich über den Meeresspiegel aufgewölbt (Inversion) wurde. Zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge unterlagen die Unterkreide- (weitestgehend) und Oberkreide-Ablagerungen sowie zwischen Wiehengebirge und Pompeckj'scher Schwelle die Oberkreide-Sedimente einer Abtragung (vgl. Abb. 5). „Während ARNOLD (1968) eine ständige langsame Hebung mit Abtragung annimmt, vermutet VOIGT (1977) den Hebungsbeginn erst im Coniac. Dieser endete im Obercampan, und das Oberkreide-Meer drang erneut ein. Dabei bildeten sich an der Basis die Kreide-Erze von Damme“ (Dam-

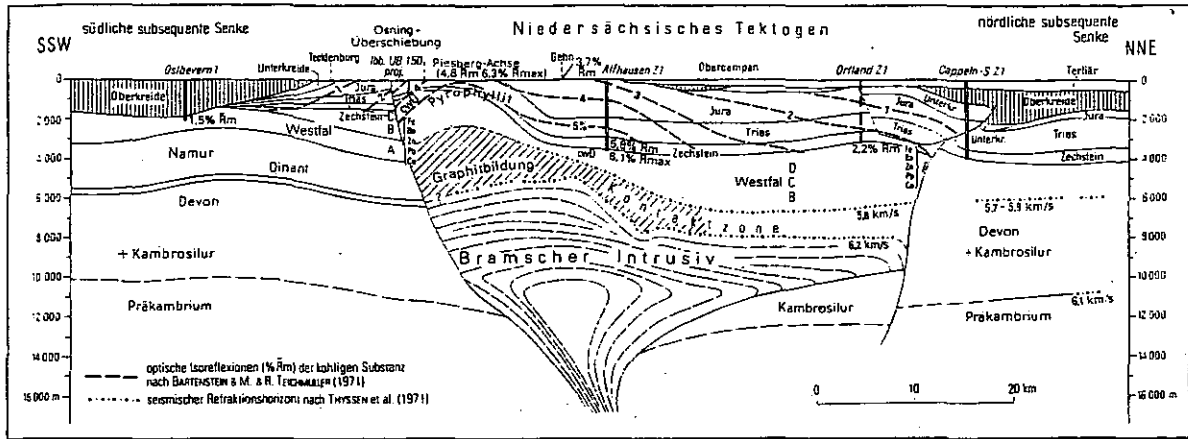


Abb. 8: Schnitt durch das Niedersächsische Tektogen mit dem Bramscher Magmenkörper (Massiv) und den Kontaktwirkungen des Magmenkörpers (Nach STADLER und TEICHMÜLLER 1971, S. 555)

mer Oberkreide-Mulde, vgl. Abb. 5) „und die hellen Kalke vom Steweder Berg, diskordant auf den Unterkreide-Schichten lagernd“ (THIERMANN 1984, S. 452).

Positive magnetische Anomalien und extrem geringe geothermische Tiefenstufen von nur $17,5 \text{ m}^\circ \text{C}$ (Bohrung Kalkriese I, DEUTLOFF 1986, S. 41; sonst durchschnittlich etwa $33 \text{ m}^\circ \text{C}$, also rd. 3°C Wärmezunahme auf 100 m Tiefe) lassen zudem zwingend auf das Vorkommen magmatischer Intrusivkörper schließen. Dafür sprechen u. a. auch die Kohlen säure- und Thermalquellen am Wiehengebirge und Teutoburger Wald, die Buntmetall- und Eisenerze im Hügell, der höhere Inkohlungsgrad (Anthrazitisierung) der Karbonkohle oder die Quarzitisierung des Sandsteins bei Ibbenbüren bzw. am Piesberg im Großraum Osnabrück (‘Bramscher Massiv’, Abb. 8). Aus dem Raum südlich der Porta Westfalica ist ein weiterer nicht zur Oberfläche aufgestiegener Magmenkörper bekannt, das ‘Massiv von Vlotho’.

Die mehrphasige Druck- und Faltenbewegung an der Wende Kreide/Tertiär vollendete im wesentlichen die Ausprägung der tektonischen Hauptstrukturen des Weserberglandes mit der Wiehengebirgsflexur an der Nord- und der Osning-Überschiebung (in der laramischen Phase) auf die Rheinische Masse an der Südflanke. „Die Intensität der subherzyn-laramischen Beanspruchungen war besonders am Rande der Rheinischen Masse im Schollenrandbereich des Osnings am größten und führte dort zu südvergenten, alpinotyp anmutenden Einengungsstrukturen (Über-

kippungen, Überschiebungen und Abscherungen)“ (FIEDLER 1984, S. 523; vgl. Abb. 6). Der engräumige Wechsel verschieden widerständiger Gesteine in den steilgestellten Kreide-Schichten hat dazu geführt, daß der Teutoburger Wald abschnittsweise in mehrere parallel verlaufende Ketten zergliedert ist, die im Nordwesten – mit dem Zurückweichen der Osning Achse nach Norden – flacher werden. Der Bereich zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge wurde flachwellig strukturiert: Einer Hebungszone (Piesberg-Pyrmonter Achse) aus mehreren Einzelerhebungen (‘Beulen’), die durch Querverwerfungen gegeneinander versetzt sind und in den Kernen z. T. ältere Trias aufweisen, schließt sich nach Süden eine Einmuldung an (Herforder Mulde mit Jura-Gesteinen).

Im älteren Tertiär blieb Ostwestfalen zunächst noch Festland; im Oligozän entstand wieder eine Meeresverbindung zwischen dem nördlichen Deutschland und der Hessischen Senke mit einer schrittweisen Transgression über die Nordwestfälisch-Lippische Schwelle hinweg. Fortdauernde tektonische Bewegungen führten an Zerrfugen zu schmalen Grabeneinbrüchen, die teilweise – wie bei dem Falkenhagener Grabensystem – variskisch gerichtete Untergrundstrukturen aufnahmen. In der Hessischen Senke drangen basaltische Schmelzen empor „in Form von effusiven und subeffusiven Lagern, Quellkuppen, Gängen, Stielen und Stöcken“ (GRÜNHAGEN 1976, S. 33), von denen einige auf Spalten auch die Schichten im südlichen Weserbergland durchstießen (Desenberg bei

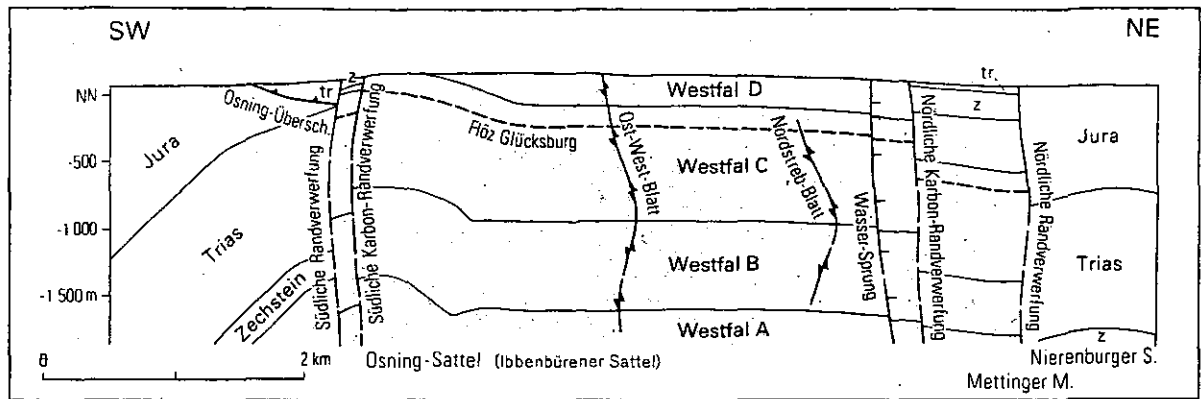


Abb. 9: Schnitt durch die Ibbenbürener Karbon-Scholle (Schafberg)
 (Nach DROZDZEWSKI, aus: THIERMANN 1987, in: Erl. z. Geol. Karte C 3910 Rheine, S. 38)

Warburg u. a. m.). Im Jungtertiär bedingten Gebirgsbewegungen eine Hebung des Gebietes zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge und einen schrittweisen Rückzug des Meeres darüber hinaus bis auf eine dem heutigen Verlauf (Nordsee) angenäherte Küstenlinie. Ablagerungen des Tertiärs sind im Weserbergland infolge der Hebung und einer Abtragung nur lokal überliefert worden, so im Doberg (Stadt Bündel) oder bei Lemgo. Andererseits schuf die Hebung die Voraussetzung für die nachfolgende Einkerbung des heutigen Talsystems.

Gegen Ende des Tertiärs, im Laufe des Pliozäns, und mit dem Quartär begann eine Abkühlung des vorher meist warmen Klimas; Kaltzeiten mit Inlandeisbedeckung wechselten mit Warmzeiten. Während der Saale-Eiszeit im Mittel-Pleistozän erstreckte sich das Inlandeis von Nordeuropa bis nach Westfalen und stieß zur Zeit seiner Maximalausdehnung im Weserbergland bis auf etwa eine, von großen Aus- und Einbuchtungen gekennzeichnete Linie vor, die von der Oberweser zwischen Bodenwerder und Hameln über das Extertal bei Bösingfeld bis zur Dörenschlucht im Teutoburger Wald bei Detmold verlief. Lockergesteine wurden mitgeführt, aufgeschüttet, aufgearbeitet, umgelagert und abgetragen; Vorgänge, die sich z. T., in abgeschwächter Form, auch im Holozän, der Nacheiszeit, fortsetzten. Der Wind lagerte weitflächig feinkörnigen Staub als Löß (z. T. Lößlehm und Sandlöß) ab, vornehmlich im nördlichen (Ravensberger Hügelland), in Senken und Mulden auch im südlichen Weserbergland (Börden von Steinheim und Warburg).

Durch die Kräfte der Verwitterung, durch Ausspülung und Abtragung wurden die oberflächenbildenden Voll- und Hohlformen des Weserberglandes weiter herausmodelliert, wobei das morphologische Bild nicht immer mit den geologischen Strukturen übereinstimmt. Die Piesberg-Pyrmonter Achse im Zwischenbereich des Berglandes tritt stellenweise nicht als Hebungsschule hervor. Als solche erscheint sie im Nordwesten, im Osnabrück-Tecklenburger Berg- und Hügelland, wo ältere Gesteine des Untergrundes anstehen, wozu, neben triassischen Gesteinen, die Oberkarbon-Schichten im Schafberg (Abb. 9), Hügelland und Piesberg zählen. Diese mit großen Verwurfsbeträgen hochgepreßten Oberkarbon-Horste oder -Schollen („Sprunghöhe“ gegenüber dem Oberkarbon in der Westfälischen Bucht rd. 3000 m) zeigen keine alpinotype Faltung wie das Oberkarbon im Ruhrgebiet, sondern eine germanotype Dislokation: Die variskische Gebirgsbildung reichte offenbar nur bis zu den bereits vorvariskisch (kaledonisch) konsolidierten Gebieten Nordeuropas, deren Südgrenze im nördlichen Münsterland und in der Nordhälfte des Weserberglandes zu suchen ist.

Im Ravensberger Hügelland, das an das Berg- und Hügelland um Osnabrück nach Osten anschließt, liegt die Piesberg-Pyrmonter Hebungsschule deutlich tiefer als die Randketten des Weserberglandes. Den Untergrund bilden hier weichere Schichten des Lias und des Keupers, in die kleine Senken eingebettet sind, in denen sich Tertiärablagerungen (siehe Doberg in Bündel) erhalten haben. Im östlich angrenzenden Lipper Bergland tritt die Piesberg-Pyrmonter Achse wieder kräftig-

ger als Hebungszone in Erscheinung. Bei der Heraushebung wurde das Lipper (Keuper-) Bergland von Störungen (Verwerfungen, Brüche) durchsetzt, besonders zu den Rändern hin. Auf den hier empordringenden Thermal- und Solequellen (Massiv von Vlotho im Untergrund) basieren die weithin bekannten Bäder Oeynhaus, Salzuflen und Horn-Bad Meinberg. Weiter in Richtung Bad Pyrmont wechselt die Aufwölbung vom Keuper in den Muschelkalk, der – in und um Pyrmont – in Buntsandstein übergeht. Im Talkessel von Pyrmont fallen die Schichten nicht entsprechend dem Gewölbekern nach außen ab, sondern entgegengesetzt zum Gewölbekern hin ein. „Das im ursprünglichen Schichtenverband hier mehr als 200 m mächtige jüngere Steinsalz des Zechsteins ist durch lösende Wässer nach Westen zu völlig abgelautet (subrodiert) worden, und die darüber folgenden 750–800 m mächtigen Ablagerungen des Buntsandsteins mitsamt der überlagernden Muschelkalkplatte haben dieses entstehende Defizit an Salz durch eine Schichtenverbiegung ausgeglichen. In der so entstandenen Salzhangflexur trat eine Auflockerung der Muschelkalk-Platte ein, die eine Ausräumung des Talkessels bis auf den festen mittleren Buntsandstein (Bausandstein) ermöglichte. Daß die Salzablaugung noch heute fortschreitet, zeigen die Solequellen“ (KÜHN-VELTEN 1979, S. 39). Jenseits Pyrmont verläuft die Hebungszone weiter auf das Wesertal zu, dessen Entstehung noch manche Fragen aufwirft. Die heutige Anlage dürfte in weiten Teilen noch nicht sehr alt sein; wahrscheinlich wechseln junge, durch kreide-/tertiärzeitliche Hebungs- und Senkungsvorgänge bedingte Formen mit älteren Strukturen. So verließ z. B. die Weser früher ihr jetziges Tal im Raum Hameln und floß nach Nordosten ab. Dagegen ist das heute von Werre, Else und Hase entwässerte Längstal südlich vor dem Wiehengebirge wohl kein altes, vorkänozoisches Ur-Wesertal, wie man früher annahm. Die jüngere geologische Geschichte der Oberweser dokumentieren zahlreiche Terrassen als Zeugen einer rhythmischen Eintiefung des Flusses.

Im *südlichen Weserbergland* stimmen die Reliefeinheiten und -formen im wesentlichen mit der Tektonik überein. Die Borgentreicher Keuper-Mulde im Süden ist, wie die Keuper-Mulde von Steinheim im Norden, die wiederum in die herzynisch streichende

Muldenzone (Lippische Keuper-, Herforder Lias-Mulde) des nördlichen Weserberglandes überleitet, nicht nur im morphographischen Sinne eine Mulde, sondern auch im geologischen. Desgleichen stellt die Brakeler Muschelkalk-Schwelle, die die beiden Mulden von Borgentreich und Steinheim trennt, morphologisch und tektonisch eine Herauswölbung dar, an die sich östlich der tief eingeschnittenen Oberweser das flache Gewölbe des Sollings mit Buntsandstein anschließt. Das Eggegebirge im Westen bildet die Randstufe der Westfälischen Bucht mit Gesteinen der Unterkreide (vgl. Abb. 6). Der Übergang zum Innenbereich des südlichen Weserberglandes ist gekennzeichnet von einem jungkimmerisch stark dislozierten Untergrund mit Sattelachsen und grabenartigen Senkungsfeldern, die von Brüchen umsäumt werden (Randstaffeln zur Rheinischen Masse). Bei Bad Driburg treten an Störungen kohlenstoffhaltige Mineralwässer aus größerer Tiefe (Zechstein) zutage, mit Lösungsbestandteilen auch des Oberen Buntsandsteins. Die Achsen in gewinkelter Fortsetzung der Osning Achse, z. B. die Driburger Achse (im ‚Driburger Kessel‘ mit Reliefumkehr), entfernen sich vom Flankenrand (Eggegebirge) und laufen bogenförmig auf Warburg zu (und weiter in Richtung Fritzlar an der Eder).

Die letzten formentscheidenden Eingriffe in die Oberfläche des Weserberglandes erfolgten durch die Abtragung. In Kombination mit der unterschiedlichen Gesteinsstruktur und den Lagerungsverhältnissen schufen sie zahlreiche Einzelformen. So treten z. B. die härteren Schichten des Buntsandsteins (Rogen- u. Bausandstein), des Trochitenkalks im Oberen Muschelkalk, des Rhätsandsteins im Oberen Keuper und der Sandsteine im Oberen Jura sowie verschiedener Kreide-Stufen im Landschaftsbild als Bergzüge, Plateaus, Stufen und Kanten hervor, während sich aus den jeweils weicherer kalkig-mergelig-tonigen Schichten derselben Serien Senken, Talzüge und Flachhänge entwickelten. Durch die Kappung der Sattelscheitel und die Freilegung von Schichtköpfen kam es bei den härteren Kalk- und Sandsteinen je nach Schichtneigung zur Ausbildung von Schichtstufen bis Schichttrippen (vgl. Atlasblatt „Geomorphologie und Naturräume“). Schicht- und Bruchstufen überwiegen im südlichen Weserbergland (Eggegebirge und

Vorland). Die Flanken des nördlichen Weserberglandes sind vornehmlich als Schichtrippen herauspräpariert, mit denen sich das Bergland wallartig ('Weserfestung') zwischen das Niedersächsische Tiefland und die Westfälische Bucht schiebt.

3.3 WESTFÄLISCHE BUCHT

Naturräumlich gehört die Westfälische Bucht zum Norddeutschen Tiefland, wobei i. a. in der 200 m Isohypse die Trennlinie zum Mittelgebirge gesehen wird. Aufgrund ihres relativ hohen Anteils an kreidezeitlichen Festgesteinen neben den für das Tiefland charakteristischen eis- und nacheiszeitlichen Lockergesteinen sowie ihrer besonderen erdgeschichtlichen Entwicklung zur Westfälischen Oberkreide-Mulde (auch: Münsterländer Oberkreide-Mulde oder Westfälisches bzw. Münsterländer Kreide-Becken) stellt die Bucht jedoch innerhalb des Norddeutschen Tieflands geologisch-tektonisch gesehen eine eigene Einheit dar (vgl. Abschn. 3). In keinem Teil Mitteleuropas finden sich kreidezeitliche Gesteine in so großer Flächenausdehnung wie im südniedersächsischen Bergland und im Münsterland mit seinen Randgebieten. In Süd-Niedersachsen ist die Unterkreide vertreten, im Münsterland (fast) ausschließlich die Oberkreide, die sich hier – einschließlich der auflagernden jüngeren Sedimente – über 10 000 km² (ARNOLD 1966, S. 61), d. h. knapp die Hälfte Westfalens (21 411 km²) erstreckt.

Die Außengrenze der geschlossenen Oberkreide-Decke läßt sich im Süden von Duisburg-Meiderich über Mülheim nach Essen verfolgen, tritt bei Essen-Steele nahe an die Ruhr und setzt sich dann durch die mittleren Bereiche Bochums und Dortmunds bis an das Ruhrknie südlich von Werl fort. Anschließend verläuft sie im Möhnetal oder

knapp nördlich davon weiter bis nach Büren (wo sie in einem Zipfel südostwärts ausbuchtet) und Meerhof im Norden von Marsberg. Hier biegt die Grenze nach Norden um und zieht über Lichtenau und Altenbeken bis westlich von Horn-Bad Meinberg. Dann streicht sie entlang der Südwestflanke des Teutoburger Waldes und biegt in dessen Nordwesten in einem Bogen (ab Hörstel-Bevergern) nach Rheine um. Von hier aus westlich umgeht die Grenze den ausstreichenden Ochtruper Sattel (vgl. Karte 2.3 und Profil AB in Karte 2.4) im Süden und erreicht in einem spitzen Winkel die deutsch-niederländische Grenze am Stadtrand von Gronau. Ihre Fortsetzung nach Süden – durch die Gemeindegebiete von Ahaus und Stadtlohn bis Borken – ist von Aus- und Einbuchtungen gekennzeichnet; ab Borken bis Duisburg verdecken tertiäre Ablagerungen ihren Verlauf (MÜLLER-WILLE 1966, S. 156).

Die Schichten der Oberkreide liegen vergleichsweise – z. B. zu den Schichtfolgen im Rheinischen Schiefergebirge und im Weserbergland – ungestört, sind jedoch zur Außengrenze hin aufgebogen (Mulde!, Abb. 10). Im Süden, im Hellweg-Haarstrang-Gebiet, fallen sie im allgemeinen sehr gleichmäßig nach Norden ein, wobei der Grad des Einfallens von Osten bei Lichtenau (rd. 10°) nach Westen hin (rd. 3°) abnimmt. Stärker aufgebogen ist der Muldenrand im Osten und Nordosten, d. h. an der Egge und am Teutoburger Wald. Steilgestellt, mit Einfallswinkeln z. B. von 40° (mittlerer Teutoburger Wald bzw. Osning) zum Münsterland, wurden in beiden Bergzügen außer Gesteinen der Oberkreide auch solche der Unterkreide. Im Teutoburger Wald folgen ihnen jenseits der Osning-Überschiebung (vgl. Abschn. 3.2) relativ flach nach Nordosten einfallende Schichten vor allem der Trias. Ältere Gesteine der Unterlage, Trias-, Jura- und Unterkreide-Gesteine, treten auch an der Nord- und Westgrenze in Erscheinung. Die Oberkreide-Schichten fallen hier zwar meist flach zum Kernmünsterland hin ein, doch fehlt es nicht an speziellen Aufsattelungen und Einmuldungen, die sich zum Teil bis in das alte Hochgebiet der Ostholländischen Triasplatte verfolgen lassen (vgl. Karte 2.3). Weiter südlich, zwischen Borken und Essen, pausen sich in den tektonischen Baueinheiten der Oberkreide variskisch streichende Sättel und Mulden sowie dazu querlaufende Störungen durch.

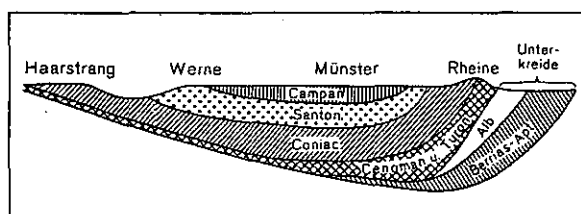


Abb. 10: Schematischer Schnitt durch die Westfälische Oberkreide-Mulde

Wie *Bohrungen* gezeigt haben (DEUTLOFF 1976, S. 48–55), besteht das Basement der Westfälischen Oberkreide-Mulde zum größten Teil (Süden und Mitte) unmittelbar aus Gesteinen des Oberkarbons, im Norden und Westen auch aus Schichten des Zechsteins und des Mesozoikums, einschließlich der Unterkreide. Die Bohrung Münsterland I (1961/62) nordwestlich von Havixbeck nahe Münster ergab folgendes Serienprofil: Oberkreide (Hangendes bis 1729 m Tiefe unter dem Ansatzpunkt) – Unterkreide (bis 1788 m Tiefe) – Oberkarbon (Westfal B bis Namur A, bis 5438 m Tiefe) – Unterkarbon (bis 5507 m Tiefe) – Oberdevon (bis 5760 m Tiefe) und Mitteldevon (bis 5956 m Tiefe). Bohrungen unmittelbar vor dem Westrand der Oberkreide-Mulde wiesen Lias und Rhät (Hangendes), Buntsandstein, Zechstein und – ab 1319 m Tiefe unter Ansatzpunkt – Oberkarbon (Borken-Weseke I; 1936/37) bzw. Unterkreide (Hangendes), Buntsandstein und Zechstein nach (Gronau-Epe, 1966). Im Südosten der Westfälischen Bucht, im Gebiet zwischen Soest, Salzkotten und Rheda-Wiedenbrück, befindet sich im Untergrund eine Aufwölbung („Lippstädter Gewölbe“), wo sich unter Oberkreide (bis 560 m unter Ansatzpunkt) gleich Schichten des Mitteldevons (Massenkalk) anschließen (Bohrung Lippstadt-Bad Waldliesborn, 1959); Unterkreide und das sonst in der Westfälischen Bucht weithin basale Karbon fehlen hier.

In den randlichen Aufwölbungen der Kreide-Mulde treten die Schichten der älteren Oberkreide, des Cenomans und des Turons, zutage. Die zum Muldeninneren folgenden Schichten sind jünger; im Muldenkern stehen Gesteine des Campans an (vgl. **Zeittafel 2.1**). Die größte erhaltene Mächtigkeit des gesamten Oberkreide-Schichtpaketes mit rd. 2500 m und zugleich das Muldentiefste liegen auf der Linie Rheine–Ladbergen im Nordosten der Westfälischen Bucht (THIERMANN 1976, S. 40). Die *Ablagerungsfolge* begann mit dem Vorstoß des Meeres auf den Nordsporn der Rheinischen Masse, der, zumindest in weiten Teilen, seit dem Paläozoikum ein Festland war („Münsterländer Festland“). Im Oberen Jura setzte am Ost- und Nordrand des Spornes die Eintiefung des Niedersächsischen Beckens ein (jungkimmerische Phase der saxonischen Tektonik, vgl. Abschn. 3.2), was zu staffelartigen Abbrüchen in der Randzone des Spornes führte

(„Münsterländer Abbruch“, HESEMANN 1968). Zunächst zögernd drang das Meer breits in der *Unterkreide* ein, und zwar aus dem Bereich des Niedersächsischen Beckens. Es um- und überzog den Sporn im Osten, in der Mitte (bis über die Lippe nach Süden) und im Westen, wo die „Ems-Niederrhein-Senke“ (Flachmeer) zwischen Rheinischer Masse und Ostholländischer Triasplatte (vgl. **Karte 2.2**) weit nach Süden bis zum Niederrhein ausgriff (HILDEN/THIERMANN 1988, S. 30). Durch Schüttungen aus dem südlichen Festland (Flüsse, Delten) kam es auf dem Sporn überwiegend zu sandigen Ablagerungen.

Mit dem *Cenoman* (Beginn der Oberkreide) verstärkte sich die Meeresstransgression erheblich. Dabei überflutete das Meer Mitteleuropa fast vollständig, darunter auch alte paläozoische Hochgebiete wie den Harz oder Böhmen (vgl. **Karte 2.6**). Durch das, abgesehen von einigen kälteren Perioden, im Vergleich zur Unterkreide-Zeit wärmere Klima der Oberkreide wanderten wärmeliebende Faunen und Floren aus dem südeuropäischen Tethys-Meer ein. Der sehr weit reichende Meeresvorstoß auf die Rheinische Masse (vgl. **Karte 2.6**) erfolgte wieder vornehmlich aus der Richtung des Niedersächsischen Beckens im Norden und Nordosten. So zeigen die Cenoman-Schichten im nordöstlichen Teil der Oberkreide-Mulde eine landfernere Fazies, die Schichten im Südwesten dagegen eine küstennähere. Im Tieferen der Mulde, etwa zwischen Rhein und Paderborn, herrschte eine mergelige (Cenoman-Mergel), mergelig-kalkige (Cenoman-Pläner) bis zunehmend kalkige (Cenoman-Kalk) Sedimentation (Abb. 11); nach Südwesten und Süden werden die Schichten kalkärmer, grobkörniger und glaukonitreicher. Glaukonite, grünfarbene feinkörnige Fe-Al-Silikate mit 2–15 Prozent Kali (K₂O), entstehen durch Gesteinszersetzung auf dem Meeresboden unter Einfluß des Meerwassers (submarine Verwitterung). Den glaukonitführenden Sandsteinen (z. B. Essener Grünsande) sind z. T. als weitere Hinweise auf die küstennäheren Verhältnisse Muscheltrümmer und Strandbrekzien beigegeben, wie sie z. B. bei Mülheim (Ruhr) gefunden wurden.

Die folgende *Turon*-Stufe, in der das Meer immer noch weit über das nordöstliche Sauerland hinweg bis südlich des Kellerwaldes ausgriff (ARNOLD 1966, S. 65), zeigt eine

Abteilung, Stufe		Kernmünsterland			
		Süd- und Südwestteil	Nord- und Nordwestteil	Ostteil	
Oberkreide	Campan	4 Ober-	Baumberger Schichten		Obere Untere
		3	Coesfelder Schichten		Vorhelmer Schichten Beckumer Schichten
		2 Unter-	Osterwioker-Schichten		Obere Untere Stromberger Schichten Reine Quadraten-Kreide
		1	Dülmener Schichten Sande von Netzeberg Cappenberger Sande		
	Santon	4 Ober-	Haltermer Schichten		
		3 Mittel-	Recklinghäuser Schichten		
		2		Tonmergelstein-Fazies	
	Coniac	1 Unter-			Emscher-Mergel
		3 Ober-			
		2 Mittel-			
	Turon	1 Unter-		schloenbachi-Schichten	
		3 Ober-	Soester Grünsand	striatoconcentricus-Schichten	
		2 Mittel-	Bochumer Grünsand	lamarcki-Schichten	
		1 Unter-		labiatus-Schichten Rotpläner	
		Cenoman	5 Ober-		
	4			Cenoman-Kalk	
3 Mittel-					
2			Cenoman-Pläner		
1 Unter-	Essener Grünsand		Cenoman-Mergel		

Abb. 11: Stratigraphische Gliederung der Oberkreide im mittleren Münsterland
(Quelle: DRIESEN 1990, in: Erl. z. Geol. Karte C 4310 Münster, S. 12/13)

dem Cenoman ähnliche Differenzierung mit vorrangiger Kalk- und Tonmergel-Sedimentation. In der Nordosthälfte sind zunächst Bunt- bzw. Rotpläner und grauer Mergelkalk vertreten mit *labiatus*-Schichten, benannt nach den als Leitfossilien dienenden Inoceramen (Muscheln) *Mytiloides labiatus* (SCHLOTHEIM) (vgl. Abb. 11). Im Hangenden schließen sich Kalksteine an, die (bezeichnet nach leitenden Inoceramen) *lamarcki*-, *striatoconcentricus*- (bzw. nach einem Ammoniten: „Scaphiten“-) und, bereits im Unterconiac, *schloenbachi*-Schichten. Im Südwestteil und südlich der Lippe sind wieder die Grünsandsteinbänke (Abb. 12) vertreten (z. B.

Borkener, Soester und Rütthener Grünsandstein). Nach Osten hin keilen alle Grünsande langsam aus und werden durch Plänerkalke ersetzt. Der Wechsel im *Coniac* von der seit dem Cenoman vorwiegend kalkigen zu einer feinklastischen Schichtenfolge mittel- bis dunkelgrauer Tonmergelsteine („Emscher-Mergel“) sowohl im Nordostteil als auch im Südwestteil der Mulde (hier z. T. auch Grünsande) ist Ausdruck einer längerwährenden, übergreifenden Beckensedimentation in stillwassergeprägtem Schelfmeer, die bis in das Santon reicht. Am Teutoburger Wald bei Halle kam es örtlich unmittelbar nach dem Oberturon zu einer submarinen Großgleitung

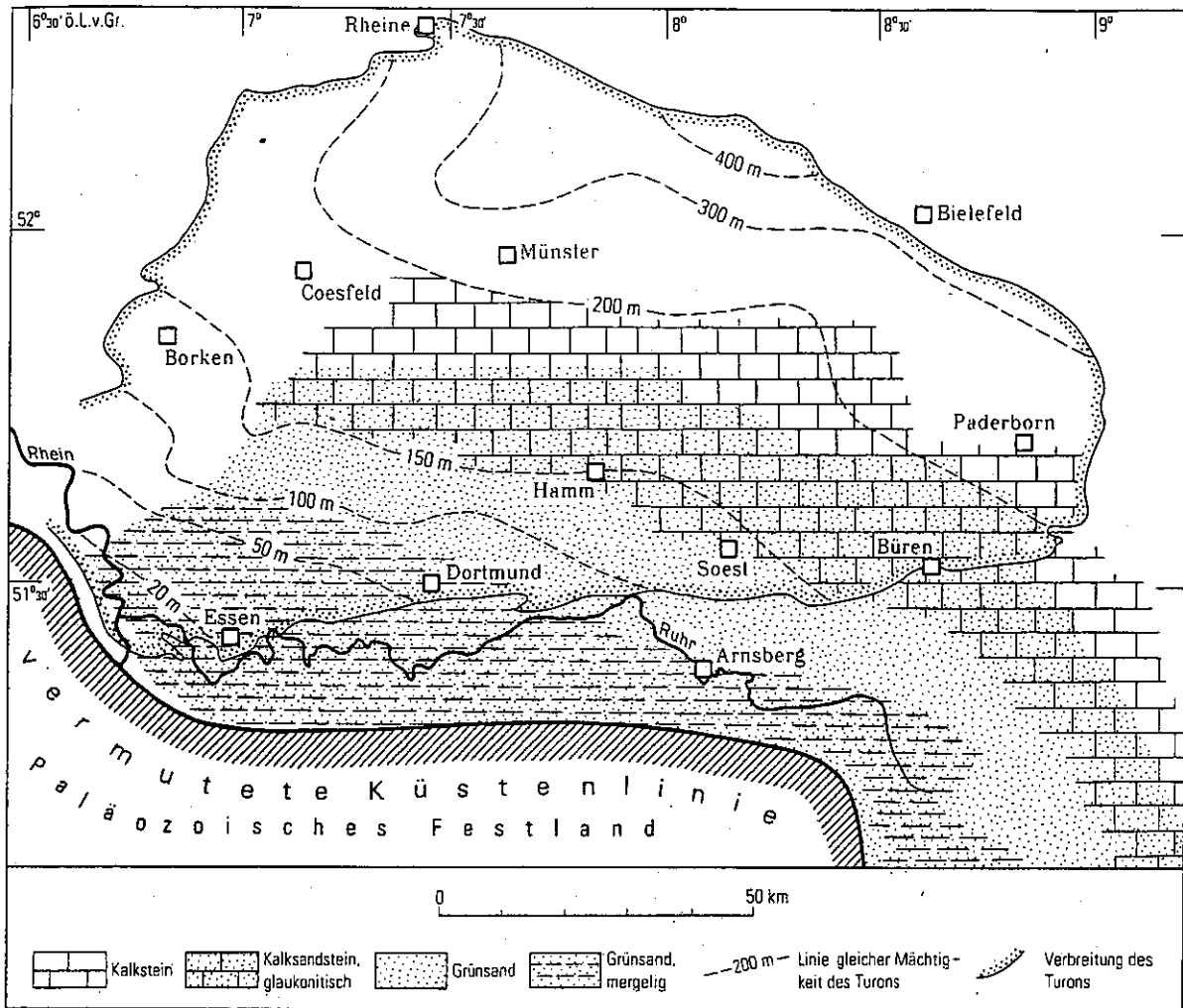


Abb. 12: Faziesverteilung im Soester Grünsand (Turon)

(Quelle: CLAUSEN und VON KAMP 1981, in: Erl. z. Geol. Karte C 4714 Arnsberg, S. 32)

von bereits fast verfestigten Gesteinen infolge einer Hebung der Sedimentfüllung des Niedersächsischen Beckens um mindestens 100 m (DEUTLOFF 1986, S. 28).

Mit dem *Santon* bilden sich regional recht verschiedene Faziesgebiete heraus. Ursache hierfür sind Krustenbewegungen im Rahmen der subherzynen Phase der saxonischen Tektonik. Das im Oberen Jura und in der Unterkreide mit mächtigen Sedimenten aufgefüllte Niedersächsische Becken vor dem Nordsporn der Rheinischen Masse wurde, lokal beginnend bereits im Oberturon, aufgewölbt (vom Becken zur Schwelle: Inversion) und in einem Teilbereich, im Emsland, sogar aufgefaltet. Durch die gleichzeitige relative Absenkung des Nordsporns der Rheinischen Masse zog sich das Meer etwa auf das Gebiet der

heutigen Oberkreide-Verbreitung im nördlichen Westfalen zurück, wie denn die Krustenbewegungen in der Oberkreide generell zu einem Rückzug des Meeres aus weiten Teilen Mitteleuropas führten. Das nordwestfälische „Restmeer“ war nunmehr allseitig umrahmt (vgl. Karte 2.6), im Süden durch den wieder freiliegenden und aufsteigenden Teil der Rheinischen Masse, im Osten und Norden durch die jungen Schwellenbereiche infolge der vorgenannten Inversion („Ob zu dieser Zeit – Santon – in dem Raum zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge noch Oberkreide-Sedimente abgelagert wurden, läßt sich heute nicht mehr mit Bestimmtheit feststellen“, da dort nur Vor-Oberkreide-Zeit ansteht. THIERMANN 1984, S. 452). Am Westrand hob sich aus der Ems-

Niederrhein-Senke und der Krefelder Aufwölbung weiter südlich eine Landbrücke, die nunmehr zwei Oberkreide-Meeresprovinzen voneinander trennte, die Münsterländer Oberkreide und den Oberkreide-Verbreitungsbereich westlich des Niederrheins beiderseits der unteren Maas (HILDEN/THIERMANN 1988, S. 31 und Karte 2.6). In letzterem Bereich dauerte die Oberkreide-Sedimentation noch bis in das Maastricht (jüngste Oberkreide) an.

Die Krustenbewegungen lösten im Münsterländer Oberkreide-Meer die Bildung zahlreicher kleinerer Senken und Schwellen aus sowie die Absenkung eines schmalen ‚subsequenten Troges‘ (VOIGT 1963) vor dem Südrand des Niedersächsischen Tektogens mit einer erhöhten Mächtigkeit der Oberkreide-Sedimente. Im Südwesten der Mulde wurden fossilreiche, glaukonithaltige, feinstsandige Mergel sedimentiert, teilweise als mergelige Feinsande mit Kalksandbänken. Daran schließen sich nach Nordosten die durch eingebettete Kalksandstein- und Mergelsandsteinbänke teilverfestigten Recklinghäuser Sandmergel sowie die weitgehend unverfestigten Halterner Sande (vgl. Abb. 11) mit Brauneisenschwarten an; Sande, die so rein sein können, um als Glassande verwendet zu werden. Östlich etwa der Linie Coesfeld-Dülmen finden sich, wie schon zuvor, küstenfernere Tonmergel (bis in das untere Campan), zu der Nord- und Ostumgrenzung der Mulde hin auch mehr sandigere Ablagerungen, die von den Rändern her eingespült wurden.

Das *Campan* läßt mit seinem Wechsel von Tonmergel-, Kalkmergel- und Sandsteinen und einer Aufarbeitung gerade erst abgelagerter Schichten des Obersantons noch deutlicher die synsedimentären Bewegungsvorgänge während der subherzynen Phase erkennen. Eine unregelmäßige Sedimentation zeugt insgesamt von einer Verflachung des Meeresraumes. Zugleich verweisen Schrägschichtung und Diskordanzen, wiederverfüllte Rinnen und gradierte Schichten, d. h. Schichten mit größerem Korn an der Basis und feinerem nach oben zu, auf submarine Gleitungen (Rutschungsvorgänge), bedingt z. B. durch eine Aufwölbung des Meeresbodens oder durch Seebeben. Wahrscheinlich entwickelten sich starke Trübestrome in prielartigen Rinnen, wobei wechselnde Strömungsrichtungen zu einem Unterschneiden

der Rinnenflanken führten und bereits verfestigte Kalk- und Mergersedimente nachbrachen und die Rinnensohlen auffüllten. Zu den klastischen, gradierten Ablagerungen aus Trübestromen hoher Dichte und Geschwindigkeit, den Turbiditen, zählen auch die ‚Bärstein‘-Horizonte des Campans, so benannt wegen ihrer Härte innerhalb kalkig-mergeliger Umgebung.

Die Schichten des Campans füllten die Westfälische Bucht wohl ebenso weit aus wie die des Santons. Sie unterlagen jedoch seither vom (aufgebogenen) Rande aus einer stärkeren Abtragung, so daß heute vorwiegend die umlaufend streichenden prä-campanen Schichten der Oberkreide die Decke in der Bucht bilden, soweit sie nicht von tertiären oder quartären Lockersedimenten überlagert sind. Erhalten haben sich die Schichtfolgen des Campans im Innern der Bucht, z. B. in den Baumbergen und in den Beckumer Bergen. In den *Baumbergen* beginnt die wechselnde Schichtfolge im Sockelbereich mit hartem Kalksandstein und aufliegenden, von Kalksandsteinbänken durchsetzten Sandmergeln der sog. Dülmener Schichten (‚Untere Quadratenmergel‘). Kranzförmig umgeben hellgraue, glaukonitreiche und teilweise durch dunkler graue Tonmergelpartien „geflammt“ mürbe Mergelsteine der nächstjüngeren Osterwicker Schichten (‚Obere Quadratenmergel‘) die Baumberge (vgl. Abb. 11). Die jüngere Fazies geht in härtere Kalkmergel (‚Hartmergel‘-Bänke) über, so daß das Gelände im Ausbiß der Oberen Osterwicker Schichten deutlich ansteigt. Den Hauptanstieg verursachen jedoch die Coesfelder Schichten (‚Untere Mukronaten-Schichten‘) mit einer Faziesdifferenzierung von Tonmergeln über harte Kalksteine, glaukonitische Kalksandsteine bis zu Mergelkalken. Den Abschluß bilden die widerständigeren Baumberger Schichten (‚Obere Mukronaten-Schichten‘) in den Dachpartien der Baumberge westlich von Havixbeck: Glaukonitreicher Kalksandstein (‚Billerbecker Grünsandstein‘) an der Basis grenzt an Mergelkalkstein, dem wiederum Kalksandstein (‚Hauptwerkstein‘), wahrscheinlich Turbidite, Tonmergelstein, Mergelkalkstein und Kalkmergelstein (z. T. mit Kalkknollen) aufliegen. Die Hauptwerksteinbank, eine 2–5 m mächtige Folge von mittel- bis feinkörnigen, hellgrauen bis gelben Kalksandsteinen, lieferte früher in großen Mengen und heute noch aus

1–2 Steinbrüchen einen begehrten Baustoff für Kirchen- und Profanbauten, Skulpturen und Verzierungen.

Die stratigraphische Gliederung des Campans der *Beckumer Berge* beginnt mit Tonmergel-Schichten, nach den leitenden Cephalopoden *Goniatites quadrata quadrata* (BLAINVILLE) ‚Reine Quadraten-Kreide‘ benannt (vgl. Abb. 11). In den aufliegenden Stromberger Schichten treten zunehmend feste Kalkmergelbänke auf. Die nach oben folgenden Beckumer Schichten, Mergelkalksteinbänke, weisen einen Karbonatanteil von durchschnittlich 71 Prozent auf, darunter Kalkmergel mit 50–70 Prozent und Mergelkalke mit 70–90 Prozent CaCO_3 . Sie bilden die Grundlage für die Beckumer Kalk- und Zementindustrie. Das jüngste Campan der Beckumer Berge bilden die Vorhelmer Schichten, in denen höherprozentige Kalkbänke kaum vertreten sind, statt dessen vielfach glaukonitisch durchsetzte Sandsteinlagen.

Ablagerungen vom ‚Schreibkreide‘-Typus treten in der Westfälischen Bucht nicht zutage und fehlen wohl auch, da das epikontinentale Flachmeer der Kreide-Zeit lange von schutt- und schlammliefernden Randgebieten umgeben war, deren Verwitterungsmaterialien zu mehr „schmutzigen“ Sedimenten führten (KEMPER 1971, S. 78). Nördlich des Münsterlandes und des Wiehengebirges tritt Campan noch im Raum Damme und im Stemweder Berg südlich des Dümmers auf (vgl. Abschn. 3.2).

Gegen Ende der Kreide-Zeit wurden die Kreide-Schichten der Westfälischen Bucht gehoben und an den *Rändern* allseitig aufgebogen (Westfälische Oberkreide-Mulde), so daß die Lagerungsverhältnisse mit einem Stapel von Schüsseln oder Tellern zu vergleichen sind. Hiermit war die Endphase des Oberkreide-Meeres in Westfalen erreicht; die Bucht fiel trocken. Die Ränder der Mulde bilden heute die Cenoman- und Turon-Gesteine in großflächiger (Süden) bis schmalstreifiger Verbreitung. Im Süden fielen die Schichten zunächst sehr flach (nordvergent) ein; in den Strukturen von Ochtrup, Neuenkirchen und Rheine am Nordrand wurden sie steiler aufgepreßt. Ebenso im Bereich des Teutoburger Waldes, wo die tektonischen Beanspruchungen besonders groß waren und zu Einengungsstrukturen mit südvergenten Aufschiebungen und Überkippungen führten.

„Zwei vor dem Hauptkamm des Teutoburger Waldes, aber bereits außerhalb der Rheinischen Masse und nördlich des Münsterländer Abbruches liegende Sattelstrukturen fallen landschaftlich und geologisch ins Auge. Es sind der Waldhügel bei Rheine und der Klei-neberg bei Bad Rothenfelde“ (vgl. Karte 1), „welche sich durch ihre ungefähr O-W streichenden Sattellinien als (verschieden stark erosiv „abgeschälte“) Aufwölbungen der subherzynisch-laramischen Phase erweisen. Als Ursache der durch Querstörungen begrenzten und abtauchenden Aufwölbungen dürften tiefer liegende Strukturen eine Rolle spielen“ (HESEMANN 1975, S. 385).

Im *Innern* der Bucht wirkte sich die Intensität der Tektonik dahingehend aus, daß die Kreide-Schichten in flachwellige Sättel und Mulden gelegt und von einigen Bruchlinien zerschnitten wurden, wobei die Brüche Querstörungen des variskischen Untergrundes folgen. Eine der WNW-ESE streichenden Mulden ist die des Ober-Campans der Baumberge, eine größere Störung ist der NW-SE verlaufende sog. Billerbecker Sprung mit einer Abschiebung der Nordost-Scholle der Baumberge um 90–100 m. Diese tiefer gelegte Scholle zwischen Billerbeck (W) und Havixbeck (E) wurde weniger stark abgetragen als die zunächst höhere Umgebung, so daß der ehemals eingesunkene Bereich heute die höchsten Partien (170–180 m NN) innerhalb der Baumberge einnimmt. Weitere Sprünge mit Versatzbeträgen im Zehnermeterbereich und bzw. oder Verwitterung und Abtragung in wechsellagernden härteren und weicheren Gesteinsschichten ließen im Campan, das in den Randzonen der Mulde einer vollständigen Erosion unterlag, eine auf das Kernmünsterland begrenzte, weithin geringgestufte Schichtstufenlandschaft (teilweise auch im Santon) entstehen mit nach außen weisenden Schichtstirnen. Die Eckpunkte dieses in etwa dreieckigen Kernraumes (‚Santon/Campan‘- bzw. nach älterer Bezeichnung ‚Senon‘-Dreieck) sind die Baumberge im Norden, die Beckumer Berge im Südosten und die Haard (nördlich von Recklinghausen) im Südwesten.

Im *Westen* der Mulde treten stärkere Verwerfungen und Verbiegungen auf. Die Streichrichtungen der Strukturen biegen hier bogenförmig aus der Westnordwest-Ostsüdost- über die West-Ost- in die Südwest-Nordost-Richtung ein (vgl. Karte 2.3). Bei den

Strukturen handelt es sich in der Regel um – morphologisch kaum in Erscheinung tretende – Auffaltungen, die mit südvergenten Aufschiebungen verbunden sind, wie am Winterswijker Sattel, in dessen Kern Buntsandstein und gen Norden hin Muschelkalk sowie Jura hervortreten (vgl. Karte 1). Alter und Werdegang der Strukturen gleichen im ersten Abschnitt den herzynisch streichenden Störungen im Niedersächsischen Tektogen im Zuge der vorlandwärts gerichteten Aufschiebungen. Der Wechsel zur variskischen Streichrichtung (SW-NE) erfolgt über Gebieten mit Karbon an der Basis. Hier befinden sich gleichverlaufende (SW-NE) Störungslinien (Bruchzonen) im paläozoischen Untergrund, die während der alt- und jungkimmerischen Tektonik in dem Teil des Nordsporns der Rheinischen Masse entstanden, der kaum mehr von der variskischen Faltung erfaßt wurde, die nordwestlich des Dorstener Sattels (vgl. Karte 2.3) allmählich ausklingt.

Am Westrand der Westfälischen Bucht ist auch das Tertiär vertreten. Während die Bucht im Alttertiär (Paläozän, Eozän) zum Festland der Rheinischen Masse gehörte, transgredierte das Meer im Oligozän und – nach einem Rückzug – im Miozän von Westen her auf das Festland in einem Streifen, der sich binnenwärts bis auf etwa eine Linie Dorsten–Coesfeld erkennen läßt. Noch im Miozän zog sich das Meer dann wieder zurück; Spuren jüngerer Meeresablagerungen sind in der Bucht bislang noch nicht entdeckt worden. Die sandig-tonigen Sedimente des Tertiärs liegen den Oberkreide-Gesteinen im Weststreifen der Bucht diskordant auf und sinken als 200m mächtiger Packen in Richtung Niederrhein und östliche Niederlande ab. Die Kippung begann mit der Absenkung des Niederländisch-Niederrheinischen Tertiär-Beckens, dessen Ostrand mit dem der mesozoischen Emsland-Niederrhein-Senke übereinstimmt. In den Niederlanden lag der Schwerpunkt der Absenkung im Bereich der Ostholländischen Trias-Platte, die vordem den Westrand des Niedersächsischen Tektogens gebildet hatte. Im Gebiet Oeding–Winterswijk sind die tertiärzeitlichen Ablagerungen in kleine und große Schollen zerbrochen, wobei Salztektonik des Röt-Salinars eine Rolle spielte (DROZDZEWSKI 1987, S. 22). Im südlichen Münsterland drangen während des Tertiärs aus dem variskischen Untergrund auf Spalten auch mineralische Wässer in die

Sedimente des Campans ein (z. B. Hammer Brunnen), wobei es zu Ausfällungen – so eine von mehreren Hypothesen – und Bildung von Strontianit-Erzen kam (DRIESEN 1990, S. 25). Etwa 100 Jahre lang bis in die Zeit um den Zweiten Weltkrieg wurden die Erzgänge in Schürfgruben und im Tiefbau abgebaut, wobei das Strontianitkarbonat vor allem in Zuckerraffinerien zur Gewinnung von Restzucker aus der Molasse diente.

Den Kreide/Tertiär-Übergang kennzeichnete allgemein eine *Katastrophe* globalen Ausmaßes, der nicht nur die großen Saurier, sondern rund 70 Prozent der bis dahin bekannten Tierarten zum Opfer fielen („Fau-nenschnitt“). Die weltweit zu verzeichnende, ungewöhnliche Iridium-Anreicherung im Kreide/Tertiär-Grenzhorizont rührt von dem Einschlag und Zerplatzen eines extraterrestrischen Körpers her, der im Bereich des Impaktkraters selbst (wohl die mittelamerikanische Halbinsel Yucatan) und seiner Umgebung besondere geochemische und mineralogische Spuren hinterließ (geschockte Mineralien durch Streßmetamorphose). Die aus dem Aufschlagegebiet stammende Ejektatwolke zirkulierte um die Erde, behinderte die Sonneneinstrahlung und unterbrach die Photosynthese. Die Folgen waren u. a. eine lebensgefährliche CO₂-Freisetzung, weltweit Waldbrände, saurer Regen und eine drastische Klimaveränderung über möglicherweise rund 10 000 Jahre. Im wesentlichen ist das Tertiär jedoch der erdgeschichtliche Abschnitt, in dem die heutigen Landschaftsformen angelegt wurden. In der Westfälischen Bucht setzte unter sehr warmem, feuchtem Klima eine intensive chemische Verwitterung sowie eine ausgleichende Abtragung zu flachgewellten Landschaftsformen ein; Cenoman und Turon unterlagen dabei einer beginnenden Verkarstung. Damals bildete sich auch die Schichtstufenlandschaft im Münsterland heraus. Obere Lippe und Alme flossen der Ems zu; erst unterhalb von Lippstadt bildete sich ein nach Westen orientierter Wasserlauf (ARNOLD 1977, S. 52). Im Jungtertiär (Pliozän) begann die Rheinische Masse im Süden sich vom Haarstrang ab gegen das Münsterland stärker emporzuheben, worauf die seither stärkere Nordneigung des Kreide-Streifens zwischen Haarhöhe und Hellweg zurückzuführen ist (Abb. 13).

Wo am Hellweg die klüftigen Gesteinsbänke des Turons von den wasserstauenden

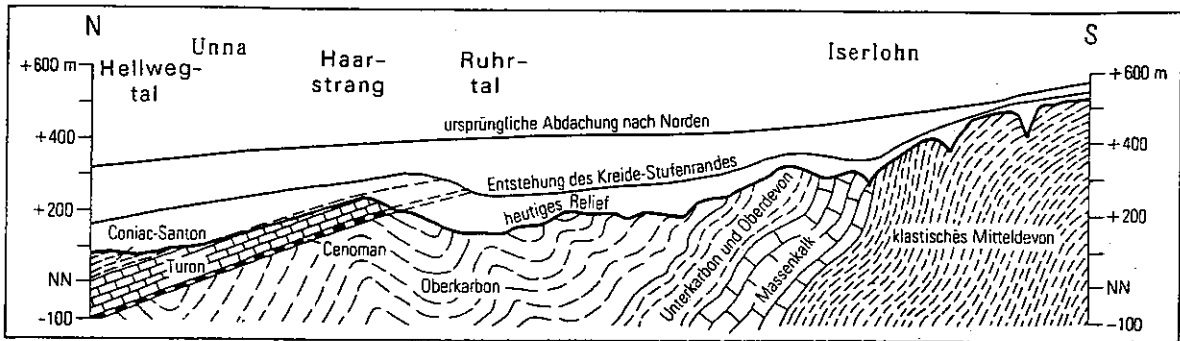


Abb. 13: Querschnitt durch den Südrand der Westfälischen Bucht (Unna-Iserlohn) mit Phasen der Reliefbildung

(Quelle: THOME 1989, in: Erl. z. Geol. Karte C 4710 Dortmund, S. 47)

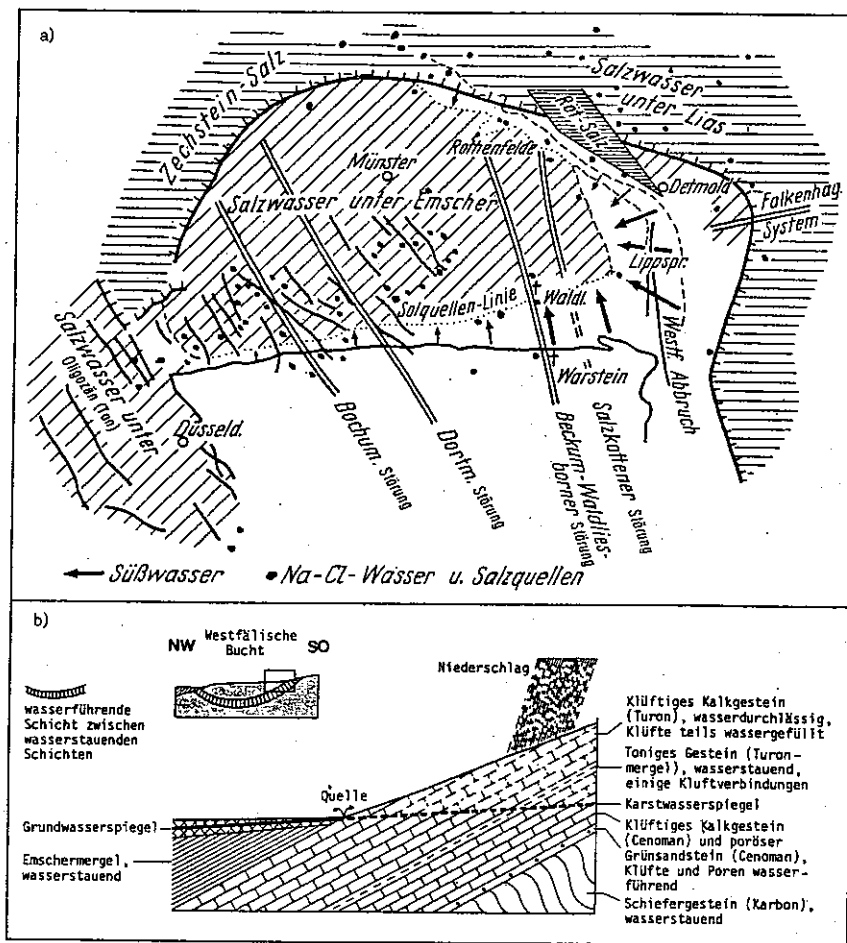


Abb. 14: Verbreitung von Salzwässern in der Westfälischen Bucht (a) und Entstehung der Quellen am Hellweg (b)

(a: geringfügig geändert nach FRICKE 1954; b: HOFMANN 1985, in: Westfalen in Profilen, S. 127)

„Emscher-Mergeln“ (Coniac) überlagert werden, treten zahlreiche *Quellen* auf („Hellwegquellhorizont“, Abb. 14). Außer Süßwasserquellen (Karstwasserquellen) kommt auch eine Reihe von Sole-Thermalquellen vor (Werl, Sassendorf, Waldliesborn, Westerkotten, Salzkotten u. a. m.). Das Ursprungsgebiet des Salzwassers dürften die in größerer Entfernung – am West- und Nordrand der Westfälischen Bucht – liegenden Salzlagen verschiedenen geologischen Alters sein, aus denen temperiertes Tiefengrundwasser zur (Süd-)Migration von Sole bis zum Ausstrich der wasserstauenden Mergel am Hellweg führt.

Die Herausmodellierung der heutigen Höhenzüge und Haupttalungen der Westfälischen Bucht dauerte auch im Jungtertiär an, jedoch unter insgesamt kühler werdendem Klima, das bereits den nächsten erdgeschichtlichen Abschnitt ankündigte. Die Auswirkungen des wechselnden Klimas (Kalt- und Warmzeiten) und der Gletschervorstöße im *Pleistozän*, dem Eiszeitalter, hatten eine weitere Umgestaltung der Oberflächenformen durch Erosionen und Akkumulationen zur Folge. Zur Ablagerung gelangten sowohl unmittelbar durch die Gletscher als auch mittelbar durch die Inlandeisbedeckung bedingte Sedimente, insbesondere fluviatilen und äolischen Ursprungs. Kiese, Sande, Schluffe, Tone und Geschiebemergel überlagern weite Bereiche des prä-pleistozänen Untergrundes der Westfälischen Bucht wie ein Schleier von weniger als einem Meter bis Zehnermeter-Mächtigkeit. Die entscheidende Prägung erfolgte während der Saale-Kaltzeit mit Grundmoränen und Schmelzwasserablagerungen. Während des Hauptvorstoßes des Inlandeises im Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit rückten die aus Skandinavien kommenden Eismassen von Nordwesten her („Emsland-Gletscher“ oder „Münsterland-Gletscher“) durch die Westfälische Bucht bis auf die Haarhöhe im Süden vor (Abb. 15), wobei sich zur Maximalzeit der Vergletscherung noch von Nordosten her Eismassen mit dem Emsland-Gletscher verbanden, die das nördliche Weserbergland überwunden hatten („Osnabrücker Gletscher“).

Unter dem Eis und aus dem tieferen Eisbereich kam es zur Absetzung der gepreßten, vielfach umgestalteten schluffigtonig-kalkigen Grundmoränen (Geschiebelehm) mit eingelagerten größeren, z. T. von weither mit-

geführten Geschiebeblöcken, den sog. Findlingen. Verwitterte und entkalkte Geschiebemergel sind die Geschiebelehme; Geschiebedecksande entstehen durch zusätzliche Umlagerung und Tonauswaschung. Im Grundmoränenbereich bildeten sich mancherorts Drumlins, flache, „walfischrückenartig“ in Richtung der Eisbewegung angeordnete Erhebungen aus Moränenmaterial. Füllten Sand- und Kiesmassen die unter dem Eis eingetieften Schmelzwasser-Abflußrinnen, verblieben manche sog. Oser, füllten sie Lücken zwischen Toteismassen – z. B. bei nachlassendem Eisdruck (Abtauen) –, so zeugen davon mancherorts sog. Kames. Ein 5–30 m mächtiger Kiessandzug im Nordwesten von und unter Münster bis nach Sendenhorst im Südosten, der „Münsterländer Kiessandrücken“, wurde sowohl als Os (1. Phase) als auch als Kame (2. Phase) gebildet (DRIESEN 1990, S. 32). Heute stellt der Kiessandrücken ein bedeutendes Grundwasserreservoir dar.

Ergänzt werden die gletscherbedingten Sedimente um die fluviatilen und äolischen. Vor den Endmoränen schütteten die Schmelzwässer sog. Sand(e)r-Flächen auf, und im weiteren Vorland bildeten die Flüsse in dem vom Wechselklima bedingten Zyklus von Aufschotterung und Erosion verschiedene Terrassenniveaus aus. Unter letzteren sind in der Westfälischen Bucht vor allem die Niederterrassen an Ems und Lippe aus der Weichsel-Kaltzeit vertreten. In dieser Kaltzeit, der bisher letzten, überschritt das Inlandeis nicht mehr die Elbe. Aus dem davor freiliegenden, vegetationslosen Gebiet, dem „Periglazialraum“, wurden die feineren Bestandteile ausgeblasen und als Löss, weniger feinkörnige Sandlöss oder als Dünen und Flugdecksande abgelagert. Unter oberflächennaher Verwitterung, Auswaschung des Kalkgehaltes und Überführung der Silikate in Tonsubstanz (Tonmineralneubildung) entwickelten sich aus den Lössen Lößlehme.

Das *Ostmünsterland* prägen heute Grundmoränen in den Ausläufern der Beckumer Berge und vor dem Teutoburger Wald (vgl. Karte 1). An der Ems und zwischen Ems und Lippe dehnt sich eine weite Ebenheit mit (periglazial-)fluviatilen Aufschüttungen (sog. Talsande) aus, die Große Ems-Terrasse (Niederterrasse), in die breite Auen eingesenkt sind; hinzu kommen Flugdecksande und Dünen. Etwa 25 m über die umgebenden Niederungen von Ems und Lippe erhebt sich der

steine (Baumberge, Beckumer Berge), aber auch kreidezeitliche Lockergesteine (Sande, z. B. in der Hohen Mark bei Haltern), die eiszeitlichen Ablagerungen (in der Hauptsache Geschiebelehme). Die Verwitterungsböden der Kreidemergel und die Geschiebelehme charakterisieren das Kernmünsterland als sog. „Klei-Münsterland“ im Unterschied zum westlichen und östlichen „Sand-Münsterland“.

Der Weichsel-Kaltzeit folgte vor etwa 10 000 Jahren der jüngste Abschnitt der Erdgeschichte, das *Holozän*. Das wieder wärmer werdende Klima war – jeweils längerfristig gesehen – zunächst noch kühl-trocken, dann wärmer und feuchter als in der Gegenwart und ging schließlich zum heutigen über. Die Flüsse tiefen sich weiter ein und arbeiteten unter Mäandrieren auf den Niederterrassen etwas höhere Inselterrassen heraus. In den Talauen häuften sich junge Auelehme und -sande an. Unter höheren Niederschlägen und bei hochstehenden Grundwasserspiegeln entwickelten sich Niedermoore und – vom Grundwasserstand unabhängige – Hochmoore, so das Zwillbrocker Venn und das Amtsvenn im Nordwesten des Münsterlandes im deutsch-niederländischen Grenzbe- reich.

3.4 NIEDERRHEINISCHE BUCHT

Für die Niederrheinische Bucht liegt eine regionalgeologische Veröffentlichung vor, die einen guten Einstieg in die dortigen komplexen geologischen Verhältnisse ermöglicht. Die „Geologie am Niederrhein“ wurde 1988 in vierter, neubearbeiteter und erweiterter Auflage herausgegeben vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen unter Mitwirkung von 14 Autoren. Die Beiträge gelten neben der Erdgeschichte auch der Vorgeschichte, den Böden, dem Grundwasser, den Lagerstätten, Erdbeben und erdgeschichtlichen Denkmalen.

Die Niederrheinische Bucht (mit dem Niederrheinischen Tiefland) bildet ein nach Südosten zulaufendes Becken („Niederrheinisches Tertiärbecken“), das in das Rheinische Schiefergebirge zwischen dem Bergischen Land im Osten und der Nordeifel im Westen eingebrochen ist. Nach Nordwesten und Norden läßt es sich unter känozoischen Locker- sedimenten über die untere Maas bis in den Rheinmündungsbereich und darüber hinaus

in den Nordseeraum verfolgen („Niederländisch-Niederrheinisches Tertiärbecken“, vgl. Karte 2.2). Die in den Gesteinen des Beckens überlieferte Erdgeschichte entspricht im *Paläozoikum* der des umgebenden Schiefergebirges (vgl. Abschn. 3.1). Die Sedimente des Devons und Karbons lagerten sich in der SW-NE gerichteten variskischen Geosynklinale ab, dem großen Meerestrog, in den auch das heutige Niederheingebiet mit einbezogen war. Faziesunterschiede lassen sich auf die zunehmende Entfernung vom nördlich gelegenen Old-Red-Kontinent zurückführen (vgl. Abschn. 3.1): klastische limnisch-brackische Rotsedimente vor dem Randbereich des Kontinents, sandig-schluffig-tonige Sedimente in dem nach Südosten stetig einsinkenden Schelfbereich. Ab dem Mitteldevon bis in das Oberdevon findet sich Kalkstein mit Riffbildungen. Während des Unterkarbons wich der Kontinentrand im Norden der variskischen Vortiefe und es kam zur Ablagerung u. a. von karbonatischen („Kohlenkalk“) und zunehmend flyschartigen Sedimenten (vgl. Abschn. 3.1). Mit dem Oberkarbon setzte eine paralische Molasse-Sedimentation („Flözleeres“) in der langsam sich auffüllenden Vortiefe ein, wobei die terrestrisch-fluviatilen Ablagerungen von einem nunmehr im Süden aufsteigenden Ablagerungsgebiet stammten. Marine Ablagerungen zeugen von kurzzeitigen Meeresvorstößen in das Vorland mit seinen riesigen Waldmooren. Aus diesen Mooren entstanden Torflagen mit Mächtigkeiten bis über 10 m, die später unter den überlagernden Meeres- sedimenten und bei weiterer Druckzunahme durch Faltungsprozesse zu Steinkohle („Flözführendes“) umgewandelt wurden (Aachener Steinkohlenrevier). Dabei entstanden aus etwa 7 m Torf rund 1 m Steinkohle.

In der asturischen Faltungsphase der *variskischen Gebirgsbildung* gegen Ende des Oberkarbons wurden die Gesteine der vormaligen Geosynklinale und der Saumsenke durch seitliche Pressung aufgefaltet, zum Teil übereinander geschoben und über den Meeresspiegel herausgehoben. Diesem Vorgang unterlagen auch die bereits vordevonischen Sedimente des tieferen Untergrundes, die heute im Kern des Venn-Sattels im Nordwesten der Eifel freigelegt sind (vgl. Karte 1) – ebenso wie z. B. im rechtsrheinischen Remscheid-Altenaer und Ebbe-Sattel (vgl. Abschn. 3.1). In der Nordeifel sind die Falten eng und stark

verschuppt, im rechtsrheinischen Schiefergebirge dagegen relativ weitgespannt. Dieser Unterschied im Bau der Faltung dürfte auf das Widerlager zurückzuführen sein, das die schon vorvariskisch verfestigte Landmasse des London-Brabanter Massivs (vgl. Karte 2.5) linksrheinisch der variskischen Faltungsfront entgegensetzte. An diesem relativ starren Block „staute“ sich die vorrückende Auffaltung, während sie sich im Rechtsrheinischen ziemlich unbehindert nach Norden ausbreiten konnte. So streichen die variskischen Faltenzüge auch nicht geradlinig unter dem Niederrheingebiet hindurch. Im Westen (Ardennen/Eifel) schmiegen sich die Falten und Überschiebungen um den Südrand des Brabanter Massivs herum, folgen dann (unter dem Niederrheingebiet) im Grundriß leicht s-förmig verbogen dem vermuteten Ostrand des Massivs und setzen sich dann variskisch streichend östlich des Rheins fort (WREDE/HILDEN 1988, S. 7). Zwischen der Eifel und dem Bergischen Land kam es im Untergrund zu einer großen Aufwölbung, der „Krefelder Aufwölbung“ („Gewölbe“), deren südöstliche Ausläufer wohl noch das Siegener Antiklinorium erreichen (THOME 1976, S. 38). Die variskischen Faltenachsen steigen im Bereich dieser Aufwölbung deutlich an, und in der Niederrheinischen Bucht sind die oberkarbonischen Gesteinsfolgen abgetragen worden.

Neben der Faltung und den Überschiebungen kam es auch zu zahlreichen quer und diagonal zu den Faltenachsen streichenden Störungen mit teilweisen Achsen-Depressionen (Absenkungen), die den Untergrund der Bucht und den Gebirgskörper in einzelne Schollen zergliederten (Rur-, Erft-, Venloer, Kölner Scholle u. a. m.). Zu den Depressionszonen im Gebirgskörper zählt insbesondere das die Eifel Nord-Süd querende Eifel-Synklinorium, das diagonal zu dem Südwest-Nordost streichenden Faltenbau verläuft und in mehrere Einzelmulden unterteilt ist („Eifelkalkmulden“ mit mittel- bis oberdevonischem Massenkalk). Mit diesen Depressionszonen sind erste Ansätze einer Einsenkung des Niederrheingebietes zum Becken noch im Paläozoikum gegeben; die geologisch-tektonische Entwicklung der Niederrheinischen Bucht begann von der des übrigen Schiefergebirges abzuweichen. Das variskische Gebirge wurde im Perm zu einem Gebirgsumpf abgetragen. Zur Zechstein-Zeit drang von

Norden her ein Meer in das Niederrheingebiet vor, wobei Salzablagerungen die oberkarbonischen Steinkohlenlagerstätten in einem Bereich überdeckten, der als zeitweise isolierte Lagune (Eindampfung!) des großen norddeutschen Zechstein-Beckens vom Raum Gronau-Bocholt nach Süden bis etwa Moers reichte. Die mittlere Mächtigkeit des Salzlagers beträgt 100–150 m; abgebaut wird es am Niederrhein heute in dem Steinsalzbergwerk Borth nordwestlich von Rheinberg.

In der Trias- bis Jura-Zeit wechselten Meerestümpfe (Muschelkalk, Lias, Dogger) mit festländischen Senken (Buntsandstein, Keuper; zeitweise mit Meeresbedeckung, Malm). Ablagerungen der Trias und des Lias bilden auch die Füllung der Mechnicher Trias-Senke (südlich von Düren, vgl. Karte 1), die zum Nordabschnitt der während des Mesozoikums weiter eingesunkenen älteren Eifel-(Nord-Süd-)Depressionszone gehört. Während der Unterkreide-Zeit blieb der Süden des Niederrheingebietes vorwiegend Festland mit fluviatil-limnische Sedimentation; in der Oberkreide-Zeit überflutete den Süden, wie schon vorher den Norden, ein Meer, das Warmwasserkarbonate hinterließ. Im Mesozoikum lebten auch die bereits im Paläozoikum angelegten Störungen (Abb. 16) infolge der kimmerischen und subherzynen Tektonikphasen wieder auf (Schollenmosaik), so daß sich einzelne Spezialeschwellen und -becken bildeten, die eine regional differenzierte Sedimentation bedingten. „Die Verhältnisse sind im einzelnen recht unübersichtlich, da ein Teil der Sedimente bei späteren lokalen Hebungen wieder abgetragen wurde“ (WREDE/HILDEN 1988, S. 12). So an der Wende Kreide/Tertiär (Iaramische Tektonikphase), als gegenläufige Bewegungen etwa 15–60 Prozent der vorherigen Abschiebungsbeträge wieder rückgängig machten. Westlich des Rheins und der Maas bildeten sich Schwellen, die das sog. belgisch-südniederländische Oberkreide-Becken einschnürten (vgl. Karte 2.6 und Abschn. 3.3). Die überlieferten Schichten reichen hier vom Santon bis in das Maastricht, das in der Westfälischen Oberkreide-Mulde fehlt. Zum Tertiär hin hob sich dann das gesamte Niederrheingebiet über den Meeresspiegel und unterlag der Abtragung.

Der Haupteinbruch des Niederrheinischen Beckens begann mit einer kräftigen tektoni-

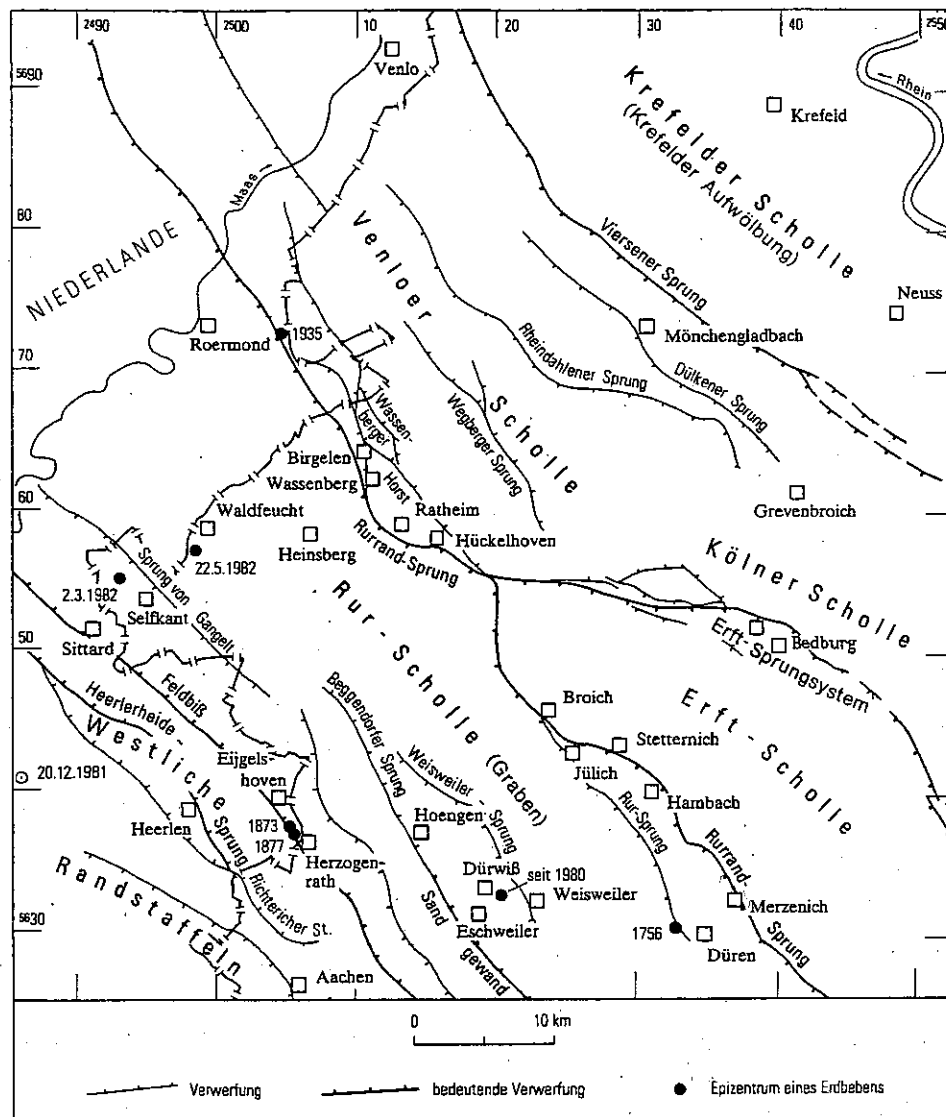


Abb. 16: Tektonischer Bau des Deckgebirges am Niederrhein (Ausschnitt) und Zentren historischer Erdbeben (Geringfügig ergänzt nach KLOSTERMANN 1990, in: Erl. z. Geol. Karte C 5102 Mönchengladbach, S. 35)

schen Einsenkung vor etwa 30 Mio. Jahren im *Oligozän*-Abschnitt des Tertiärs. Dem Meer eröffnete sich wieder ein Zugang, und es drang bis in die Gegend von Bonn vor. Schon im Miozän aber zog es sich in Etappen wieder nach Norden zurück. In zwischenzeitlich trockengefallenen Teilen im Süden des Beckens wuchsen bei subtropischem Klima große Mooregebiete. Am Schollenmosaik des Niederrheinischen Beckens entstanden durch Horizontalverschiebungen Spannungen, die zu einer Wellung der Schichtpakete führten. In den ‚Tälern‘ der Wellung kam es bevor-

zugt zur Bildung der Torfschichten, wobei zwischengeschaltete Meeressande vermutlich Sandbänken oder Sandriffen einer Nehrungsinselkette entstammen (KLOSTERMANN 1990, S. 24). In der Mitte des Miozäns überwand der Vorläufer des heutigen Rheins die im Süden des Rheinischen Schiefergebirges gelegene Hauptwasserscheide und erweiterte sein Einzugsgebiet bis zum Oberrhein. „Der Strom, der vorher noch im Westen der Niederrheinischen Bucht geflossen war, verlagerte sich infolge der erhöhten Wassermengen in die Mitte der Bucht. Er überschüttete

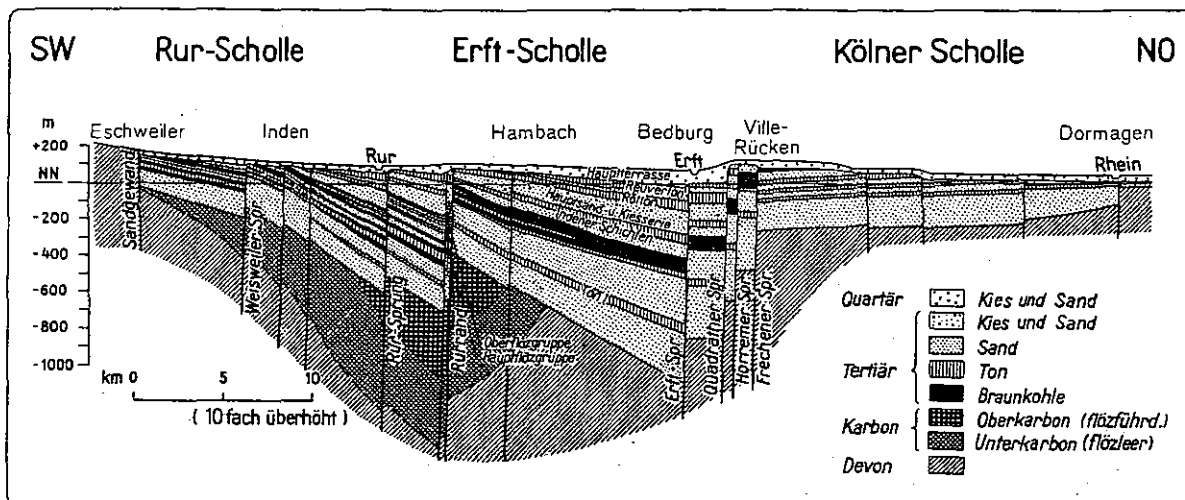


Abb. 17: Schnitt durch die Niederrheinische Bucht von Eschweiler nach Dormagen (Nach RHEINBRAUN AG 1990, Presse- und Öffentlichkeitsarbeit)

die weiten Torfflächen der südlichen Bucht auf ihrer gesamten Erstreckung mit mächtigen Sanden. Dadurch wurde das Torfwachstum dort vorläufig beendet. Die immer mächtiger werdenden Sandpakete übten einen immer stärker werdenden Druck auf die Torfe aus. Diese wurden zusammengepreßt und verloren dadurch einen großen Teil ihres Wassergehaltes. Damit hatte der Umwandlungsprozeß vom Torf zur Braunkohle begonnen. Die Torfsetzung erreichte an den Stellen die höchsten Beträge, wo der Torf am mächtigsten war“ (KLOSTERMANN 1990, S. 24). Die größten *Braunkohlenmächtigkeiten* („Hauptflözgruppe“) mit etwa 100 m (aus ca. 270 m Torf) werden bei Bergheim an der Erft erreicht (vgl. Karte 1). In nordwestlicher Richtung keilt das Hauptflöz etwa bei Mönchengladbach aus; auch in andere Richtungen wird es in ebenfalls nicht allzu großer Entfernung unbauwürdig, d. h. das Verhältnis von Deckgebirgsmächtigkeit (z. T. über 500 m) zu Kohlenmächtigkeit (D : K) wird zu ungünstig. Das Hauptflöz liegt auf dem herausgehobenen Horst der Ville-Scholle („Vorgebirge“) westlich von Bonn und Köln (Abb. 17); weitere, kleinere Abbaugelände liegen vor dem Südwestrand der Niederrheinischen Bucht („Oberflözgruppe“ mit dem 5–8 m mächtigen Flöz Friesheim). Dieses rheinische Revier lieferte mehr als 90 Prozent der Jahres-Gesamtmenge an Braunkohle in der BR Deutschland vor 1989/90. Von der am Niederrhein 1988 geförderten Rohbraunkohle wurden 82 Prozent in elektrischen

Strom umgewandelt (fast 20 Prozent des in der alten Bundesrepublik verbrauchten Stroms), 18 Prozent zu Briketts gepreßt oder u. a. zur Erzeugung von Koks und Synthesegas eingesetzt. Von dem Gesamtvorrat des rheinischen Braunkohlenvorkommens, 30 000 Mt (Megatonnen), können unter gegenwärtigen Bedingungen (1991) rund 11 000 Mt als wirtschaftlich gewinnbar (D : K nicht ungünstiger als 10:1) sowie, bezogen auf die Inanspruchnahme besiedelten Raumes, als bauwürdig vertretbar eingestuft werden.

Im *Mitteloligozän* setzte langsam auch die stärkere Hebung des Rheinischen Schiefergebirges ein. Die Senkung des Beckens (und Hebung des Gebirges) mündete in einer *Bruchschollentektonik*, bei der entlang alt angelegter Bruchlinien Schollen (vgl. Abb. 16 u. 17) wie die Ville horstartig gehoben (nicht selten auch gekippt) oder grabenartig abgesenkt wurden. Im nordöstlichen Teil des Beckens waren diese Krustenbewegungen mit dem Ende des Tertiärs im wesentlichen abgeschlossen. Südwestlich der Hauptstörungszone mit dem Viersener Sprungsystem und dem Erft-Sprungsystem (vgl. Karte 1: „Aktive Verwerfung“ u. Abb. 16) sinkt das Gebiet jedoch bis zur heutigen Zeit weiter ab, so daß dort örtlich Tertiär-Mächtigkeiten bis 1200 m und Quartär-Mächtigkeiten bis über 100 m nachgewiesen sind. Von den aktiven Bewegungen zeugen auch mehrere Erdbeben (Schadenbeben, vgl. Abb. 16). Die durchschnittliche jährliche Absenkung des Rur-

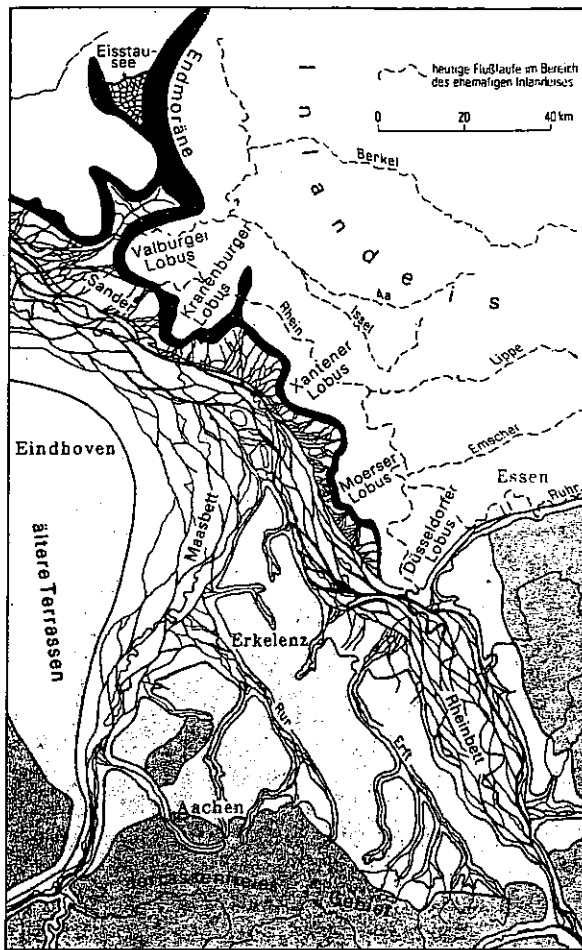


Abb. 18: Höhepunkte des Eisvorstoßes der Saale-Kaltzeit am Niederrhein (Geringfügig ergänzt nach THOME 1980, in: Erl. z. Geol. Karte C 4706 Düsseldorf-Essen, S. 46)

Grabens im Südwesten des Beckens, der sich in den Niederlanden bis zur Nordsee verfolgen läßt, beträgt ca. 2,6 mm. Dem steht eine Hebung des Rheinischen Schiefergebirges im Bereich des Hohen Venns von bis zu 1,6 mm pro Jahr gegenüber (WREDE/HILDEN 1988, S. 13).

Die jüngere Entwicklung des Niederrheingebietes ist im Zusammenhang mit *überregionalen tektonischen Vorgängen* zu sehen. Der Senkungsraum gehört zu einer Trennfuge, die ganz Europa von Süden nach Norden durchzieht (Riftsystem: Mittelmeer, Rhône-Graben, Bresse-Graben, Oberrhein-Graben) mit einer Querstörung (Verwerfung) am Südrand von Hunsrück und Taunus und von dort ab in zweigeteilter Fortsetzung: östlich über die Hessische Senke, den Leinetal-Graben und

weitere Senkungsräume bis zum Oslo-Fjord und darüber hinaus (sog. Mittelmeer-Mjösen-Zone), westlich über den Mittelrhein- und Niederrhein-Graben bis zur Nordsee. Vermutlich liegt dieser Kette von Gräben und grabenähnlichen Vertiefungen eine gemeinsame Entstehungsursache zugrunde, obwohl sie keinen einheitlichen Baustil aufweisen. „Es ist anzunehmen, daß hier zwei Kontinentalplatten sich gegeneinander bewegen und auseinanderdriften“ (WREDE/HILDEN 1988, S. 13). An dieser Entwicklung, die während des Tertiärs und Quartärs auch von Vulkanausbrüchen (z. B. im Siebengebirge) begleitet war, scheint auch eine ältere, bereits paläozoisch entstandene Anlage im Bereich des NW-SE verlaufenden Rur-Grabens mit Verlängerung in die Eifel beteiligt gewesen zu sein. Sowohl junge als auch ältere Strukturen im niederrheinischen Senkungsraum sind also wohl auf eine gemeinsame, bereits sehr alte Anlage zurückzuführen.

Am Ende des Miozäns und danach begannen die Altströme Rhein und Maas große Mengen groben Materials in die Niederrheinische Bucht zu schütten (‚Hauptkies-Serie‘). Im *Pliozän* folgten lagunär sedimentierte und subaärisch verwitterte Rottone und graufarbene Tone (‚Reuver-Serie‘). Bei den Sedimenten des *Quartärs*, die heute die älteren Sedimente am Niederrhein so gut wie vollständig überlagern, handelt es sich um Schmelzwasserablagerungen (Sander) und Stauchwälle (aufgepreßte Rheinterrassen) des Saale-Glazials im Randbereich des Eis-Maximalvorstoßes in das Niederrheingebiet (z. B. ‚Moerser‘ und ‚Xantener Lobus‘, Abb. 18) bis etwa Krefeld und östlich der Niers; des weiteren um Schotter und Sande in ausgedehnten Terrassenflächen zwischen Rhein und Maas sowie um Löss (z. B. Zülpicher Börde) und Flugsande, die bis zu 20 m mächtig werden können. Im südlichen und mittleren Niederrheingebiet zeigen die Terrassen noch das zu erwartende Schema von Flußterrassen. Die Hauptterrassen der älteren Kalt- und Warmzeiten liegen am höchsten und weitesten entfernt über der Stromtalaue, die Mittelterrassen aus der Elster- bis zur ausklingenden Saale-Kaltzeit in mittlerer Entfernung zur Talaue. Die jüngsten, die während der Weichsel-Kaltzeit gebildeten Niederterrassen, grenzen direkt an das Hochflutbett mit Auelehmen. Nach Norden hin wird der Höhenunterschied zwischen den Terrassenkör-

pern des quartärzeitlich über das gesamte Niederrheinische Tiefland in wechselnden Flußbetten pendelnden, verwilderten Rheins (vgl. Abb. 18) immer geringer, bis sie sich dann im Grenzgebiet zu den Niederlanden kreuzen.

Im *Holozän* konzentrierten sich die verwilderten Stromsysteme infolge nachlassender Schüttungen auf wenige große Rinnen, in denen sie weitbogig mäandrierten. Der Akkumulation folgte zunächst wieder eine Tiefenerosion, die sich dann von der Mündung der Flüsse allmählich stromaufwärts verlagerte und verringerte. Der Rhein erreichte seine größten Erosionstiefen bereits vor 8000–9000 Jahren, so daß es am unteren Niederrhein zu der Überlagerung der älteren Terrassenflächen durch jüngere kam. Die quarzitreichen Sedimente der 50 m und mehr mächtigen Hauptterrassen werden schon seit langem zur Sand- und Kiesgewinnung abgebaut. Die Tone des Tertiärs (u. a. der Reuver-Serie) und Pleistozäns – in Abbaumächtigkeiten von 2–15 m – dienen als Ziegelrohstoff, Abdichtmaterial für Deponien und Grundstoff für die Baukeramikindustrie.

3.5 EMS-WESER-TIEFLAND

Als Ems-Weser-Tiefland wird hier der auf der Karte 1 dargestellte Ausschnitt des Norddeutschen Tieflandes bezeichnet, der nördlich der Mittelgebirgsschwelle und der Westfälischen Bucht liegt. Das Tiefland ist gekennzeichnet durch eine (fast) geschlossene Decke quartärer Lockersedimente mit einer relativ ausgeglichenen Oberfläche. Die Lockermassen verhüllen ein aus älteren Gesteinen aufgebautes Relief, das weithin, vor allem nördlich und östlich des Kartenausschnittes, durch im Untergrund befindliche Salzstöcke eine besondere Gestaltung erfährt. Das Abtauchen der älteren Festgesteine unter die jungen Decksedimente erfolgt mit der Nordabdachung des Wiehengebirges. Über 200 km weiter nördlich, in der Nordsee, erhebt sich noch einmal eine durch mobile Salzmassen emporgedrückte Scholle mesozoischen Festgesteins: die Insel Helgoland.

Bohrungen und geophysikalische Untersuchungen ergaben für den Untergrund des Norddeutschen Tieflands in mehreren Kilometern Tiefe magmatische und metamorphe Gesteine des Alt-Paläozoikums bis zu Sedi-

mentgesteinen des jüngeren Paläozoikums (Karbon; vgl. TEICHMÜLLER/TEICHMÜLLER/BARTENSTEIN 1984). Die *Zechstein*-Serie mit Salz, Gips und sowohl Erdgas als auch Erdöl führendem Dolomit gehört den jüngsten paläozoischen Schichten an, die vor rund 250 Mio. Jahren bei wiederholter Eindampfung des ‚Germanischen Beckens‘ zur Ablagerung kamen (vgl. auch Abschn. 3.2). Sie sind unter dem gesamten Tiefland anzutreffen, in besonderer Mächtigkeit (bis 2000 m) an der unteren Elbe, einem Bereich, der bis in das Quartär hinein immer wieder starken Senkungen unterlag. Belastungsdruck und tektonische Vorgänge haben die plastisch-beweglichen Salzmassen bereits in der Trias-Zeit in Bewegung gebracht, wobei sie sich zunächst an Schwächstellen aufwölbten, um dann in Form langgestreckter ‚Salzmauern‘ aufzusteigen und schließlich in Diapiren (‚Salzstöcken‘) die aufliegenden Stockwerke zu durchbrechen. Im Ems-Weser-Tiefland finden sich solche Salzstöcke untertage vermehrt im Gebiet von Oldenburg und Delmenhorst sowie in einem breiten Streifen von Bremen zum Mittelweser-Aller-Gebiet. Abgebaut werden sie in mehreren Bergwerken jedoch weiter östlich im Raum Hannover–Celle, beginnend in Wunstorf (Kalibergbau) südlich des Steinhuder Meeres. In der Nähe von Oldenburg nutzt man ausgespülte Salzstöcke als Kavernen zur Lagerung (Vorratshaltung) von Rohöl und Erdgas.

Während der *Trias*-Zeit kam es im Ems-Weser-Tiefland zur Bildung von 1000 m und mehr mächtigen Ablagerungen von Sanden, Kalken, Mergeln und Tonen. Sie fehlen auf dazwischenliegenden Salzschnellen, bei deren Aufstieg sie der Abtragung unterlagen. Die Sedimentationsbedingungen im Buntsandstein und Keuper waren meist (Buntsandstein) und teilweise (Keuper) festländischer, im Muschelkalk mariner Art. Landhebungen am Ende der Trias-Zeit hatten Sedimentationsunterbrechungen und Abtragungen, besonders im Südsaum des Tieflandes, zur Folge. Das jüngste Glied der Trias, das marine Rhät im Oberen Keuper, greift mit einer Diskordanz transgressiv über Ablagerungen älterer Stufen hinweg (KEMPER 1971, S. 14). Im *Jura* (Lias und Dogger) kam es im Vorland der Rheinischen Masse (vgl. Karte 2.2) dominant wieder zur Bildung von marinen Absatzgesteinen vorwiegend aus blaugrauen Ton- und Tonmergelsteinen (Lias-

Dogger) mit Kalksandstein und stellenweise Sand- und Schluffstein sowie kalkig-mergeligem Bindemittel (Dogger). Die sandigen Einschüttungen aus dem Süden sowie einem nördlichen Liefergebiet, die Cornbrash-Fazies, wurden Speichergesteine für Erdöl und Erdölgas. Im Oberen Jura (Malm) setzte sich eine bereits im Dogger begonnene tektonische Umgestaltung fort. Sie führte zur Bildung eines Troges („Niedersächsisches Becken“) vor dem Rand der Rheinischen Masse auf der Grundlage einer alt angelegten Störung im paläozoischen (variskischen) Basement, die sich südöstlich-nordwestlich (herzynisch) von der Aller durch das südliche Ems-Weser-Tiefland erstreckt. Die Nordgrenze des Beckens war durch den Südrand der Pompeckj'schen Schwelle etwa auf einer Linie Cloppenburg-Nienburg gegeben; 60 bis 80 km südlich markierte der Nordrand der Rheinischen Masse die südliche Beckengrenze (vgl. Abb. 5). West- und Ostgrenze wurden durch die Ostholländische Trias-Platte (Schwelle) und eine Störungszone etwa im Raum Braunschweig gebildet. Das Ablagerungsmilieu des Sedimenttroges (mindestens 3000 m Sediment während Jura und Unterkreide) wechselte zwischen marinen, limnischen und brackischen Verhältnissen (Ton-, Mergel-, Kalk-, Sandsteine); schließlich machte sich eine zunehmende Übersalzung bemerkbar („Münder-Mergel-Salz“). In der *Unterkreide* griff das Meer wieder zunehmend über das Becken und die Ränder der angrenzenden Festländer hinweg. Die weiteste Verbreitung erreichte es dann in der *Oberkreide* mit einer Überflutung auch der Festländer, ausgenommen den Südteil der Rheinischen Masse (vgl. Karte 2.6), mit Ablagerungen von Kalken und Mergeln, stellenweise auch Sanden, die jedoch nicht mehr die Festigkeit der vor-oberkreidezeitlichen Schichten erlangten.

Die subherzyn-laramischen Bewegungen während der höheren Oberkreide und an der Grenze zum Tertiär waren mit der Inversion eines mittleren Teils des Niedersächsischen Beckens zur Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle (im Bereich des heutigen Weserberglands) und der Einengung seines westlichen Teils (Emsland) zu einer stärker vom Faltenbau geprägten Einheit verbunden. „Die im Oberjura und in der Unterkreide mit sehr mächtigen Sedimenten angefüllten Teilbecken des Emslandes wurden teilweise

zu Sätteln, den ‚Beckensätteln‘ aufgefaltet. Als Beispiel hierfür sei Georgsdorf genannt. Andererseits bildeten die ehemaligen Schwellen und Sporne ‚Schwellensättel‘ (z. B. Adorf). Dieser aus beiden angeführten heterogenen Elementen bestehende Faltenbau des Emslandes ist einmalig und sehr charakteristisch. In den Sätteln, den Antiklinalen, entstanden die großen Erdölfelder des Emslandes“ (KEMPER 1971, S. 16/17).

Die Hebungen führten dazu, daß sich die Oberkreide heute (nach Abtragung) in geschlossener Verbreitung im Ems-Weser-Tiefland erst weiter nördlich etwa ab einer Linie Meppen-Nienburg unter jüngerer Bedeckung findet (vgl. Abb 5). Zwischen dieser Zone und dem Wiehengebirge erstreckt sich ein breiter Streifen Unterkreide mit einzelnen Aufragungen durch Decksedimente nördlich von Lübbecke und Minden. Inselartig in diesen Streifen eingebettet liegen in der ‚Dammer Oberkreide-Mulde‘ Schichten der höheren Oberkreide (Campan) mit aufgearbeiteten Toneisensteinen der Unterkreide („Trümmer-Eisenerz“) sowie – zutage tretend – Kreidegesteine des Mittel- und Ober-Campans im Stemweder Berg nordöstlich des Dümmer. Weiter westlich – dem Nordrand der Westfälischen Oberkreide-Mulde vorgelagert – schließt sich der Faltenbaukörper an, der nur an wenigen Stellen reliefbildend durchragt. Dem Ochtruper Sattel im Süden mit Formationen der Trias (vgl. Karten 1 u. 2.3 sowie Profil 2.4) folgen in der Brechte-Mulde 500 m mächtige Unterkreide-Tone, denen sich im Bentheimer Sattel stufenbildend Unterkreide-Sandstein sowie stellenweise Malm-Sedimente anschließen. Nördlich des Bentheimer Sattels, der mit dem 6 km entfernten Isterberg wieder abtaucht, setzt sich die Mulden-Sättel-Staffel unter dem großen Bourtan-ger Moor fort.

Über den Kreide-Schichten des Ems-Weser-Tieflands lagern Tone und Sande des *Tertiärs*. Zutage treten sie nur an Stellen, an denen sie vom späteren Inlandeis in Stauchwällen auf gepreßt und verschuppt wurden. Die Südgrenze der geschlossenen Tertiärdecke unter quartären Sedimenten verläuft im flachen Vorland der Mittelgebirgsschwelle ausgehend etwa südlich von Nordhorn, nördlich an Bramsche und südlich an Damme vorbei auf die untere Aue und die Mittelweser bei Nienburg zu. Vor allem im mittleren Abschnitt sind nachgiebige, weiche Tone und

glaukonitreiche Sande der letzten tertiärzeitlichen (Oligozän bis Mittelmiozän) Vorstöße aus der sich nunmehr zurückziehenden ‚Nordsee‘ anzutreffen.

Die Gesteine im Untergrund des Norddeutschen Tieflands sind wegen ihrer Erdöl-, Erdöl- und Erdgas-Lagerstätten von großer Bedeutung. Bei der Entstehung von Erdöl und Erdgas sind tote Organismen ohne zu verwehen ins Sediment eingebettet, geologisch abgesenkt und unter teilweiser Mitwirkung anaerober Bakterien sowie wachsenden Temperaturen in langen Zeiträumen chemisch zu gasförmigen und flüssigen Kohlenwasserstoffen umgewandelt worden (vgl. Abschn. 2). Das ‚Muttergestein‘ ist bei seiner Ablagerung porös und wassergefüllt. Durch den Druck der überlagernden Gesteinsschichten verliert es während der Absenkung seine Porosität, es ‚kompaktiert‘. Bei dieser Verdichtung werden Wasser, Erdöl und -gas aus dem Muttergestein ausgetrieben und migrieren in jüngere auflagernde ‚Speichergesteine‘ (z. B. poröse Sandsteine oder klüftige Kalksteine), die z. B. unter undurchlässigen Gesteinsschichten wie Ton, Salz oder Mergel liegen. Lagert das ausreichend poröse Speichergestein nicht waagrecht, sondern in einer Aufsattelung, kann sich das nach oben wandernde Erdöl oder -gas an den höchsten Stellen dieser Verbiegungen zu einer Lagerstätte ansammeln. Gemessen an internationalen Maßstäben sind die norddeutschen Lagerstätten zwar nur klein, sie liefern jedoch über 90 Prozent der westdeutschen Eigenproduktion. Unter den westdeutschen Erdölfördergebieten nimmt die Förderregion ‚Westlich der Ems‘ (erste Fundbohrung 1938) mit etwa 34 Prozent (1987) der Gesamtfördermenge den ersten Platz ein, gefolgt von den Fördergebieten ‚Weser-Ems‘ (ab 1928) und ‚Elbe-Weser‘ mit je etwa 22 Prozent. Der Rest verteilt sich auf die Gebiete ‚Nördlich der Elbe‘ (rd. 15 Prozent), ‚Alpenvorland‘ (rd. 5 Prozent) und ‚Oberrheintal‘ (rd. 2 Prozent). Die Reihenfolge bei der Erdöl- und Erdgasförderung ist: Westlich der Ems, Weser-Ems, Elbe-Weser, Alpenvorland, Nördlich der Elbe und Oberrheintal. Bei der Erdgasförderung führt das Weser-Ems-Gebiet (rd. 72 Prozent, 1987) vor Elbe-Weser (rd. 14 Prozent), Emsmündung (rd. 8 Prozent), Westlich der Ems (rd. 5 Prozent) und Alpenvorland (rd. 1 Prozent). Erdgas-Lagerstätten befinden sich im allgemeinen in den älteren geologischen Forma-

tionen vom Karbon bis zur unteren Trias (Buntsandstein), Erdöl-speichergesteine sind in erster Linie mesozoischen Alters, vor allem aus der Zeit des Jura und der Unterkreide. Aus der großen Anzahl von Lagerstättentypen und der Verschiedenheit der Speichergesteine resultieren erhebliche Unterschiede in der Zusammensetzung und Qualität sowohl des Erdöls als auch des Erdgases. Es gibt dünnflüssige, leichte Öle, aber auch zähflüssige Schweröle, die man u. a. durch Einpressen von heißem Wasser oder Dampf (thermisches Verfahren) in die Speicherschichten bzw. den Einsatz von Tensiden (‚Weichmacher-Effekt‘) in ihrer Viskosität (Zähflüssigkeit) verringert, um sie so leichter aus dem Speichergestein herauspumpen zu können. Beim Erdgas schwankt vor allem der Gehalt an unerwünschten Bestandteilen, wie Wasserdampf, Stickstoff, Schwefelwasserstoff und Kohlendioxid, die meist noch in den Fördergebieten mittels ‚Aufbereitungsanlagen‘ entfernt werden (Absorption mit flüssigem Trocknungsmittel, Trocknung durch Tieftemperatur-Separation oder Adsorption mit festem Trocknungsmittel).

Auf die vorwiegend warme, etwa 60 Mio. Jahre dauernde Tertiär-Zeit folgte vor etwa 2,4 Mio. Jahren das Pleistozän oder Eiszeitalter, in dessen Verlauf es zu wiederholtem Wechsel von Kalt- und Warmzeiten kam. Die Grenze zwischen dem Oberen Tertiär (Pliozän) und dem Pleistozän wird in den kontinentalen Sedimenten Mitteleuropas dort gezogen, wo Pollen oder Sporen einer Pflanzengemeinschaft im Gestein überliefert sind, die eindeutig ein kälteres Klima anzeigt. Diese pollenanalytisch (palynologisch) ermittelte Grenze stimmt auch recht gut mit der weltweit zu identifizierenden paläomagnetischen Gauss/Matuyama-Grenze bei etwa 2,4 Mio. Jahren überein (KLOSTERMANN 1990, S. 26). Eiszeitalter hat es in der Erdgeschichte schon häufiger gegeben. Entscheidend waren Veränderungen der Erdbahnparameter, z. B. die Schwankungen der Exzentrizität der Erdbahnellipse (im 100 000-Jahre-Zyklus), oder die Rotation des Sonnensystems um das Zentrum der Milchstraße. Für einen Umlauf um das galaktische Zentrum benötigt das Sonnensystem 250 Mio. Jahre, die weiter entfernten Spiralarme des Milchstraßensystems brauchen dagegen 500 Mio. Jahre. Da die Spiralarme die Umlaufbahn des Sonnensystems in einem sehr spit-

zen Winkel schneiden, hält sich das Sonnensystem über sehr lange Zeiträume hinweg in dem mit großen Mengen interstellaren Staubes angereicherten Bereich der Spiralarme auf. Dieser Staub kann das Sonnenlicht von der Erde soweit abschirmen, daß Eiszeitalter ausgelöst werden. Zum letzten Mal trat das Sonnensystem zu Beginn der Kreide-Zeit vor rund 130 Mio. Jahren in einen Spiralarm ein. Seither kam es in Abständen zu Kaltzeiten auf der Erde. Darüber hinaus führt die vertikale Bewegung des Sonnensystems zur Ebene der Milchstraße ‚schon‘ alle 20 Mio. Jahre, beim Durchgang der Sonne durch die Ebene, zu einer Abschirmung des Sonnenlichtes durch höhere Konzentrationen interstellaren Staubes. Innerhalb der Eiszeiten wiederum konnten größere Klimaschwankungen in 23 000-, 42 000- und (dominant) 100 000-Jahre-Zyklen nachgewiesen werden (KLOSTERMANN 1988, S. 55). In den Kaltzeiten, den Glazialen, des Pleistozäns erfolgten u. a. aus Nordeuropa nach Norddeutschland Gletschervorstöße (Stadiale), wobei die Gletscher in vorübergehenden Warmphasen (Interstadiale) mehr oder weniger verharteten bzw. sich in länger andauernden Perioden der Erwärmung (Warmzeiten oder Interglaziale) auch wieder zurückzogen. In den Glazialen dürften die durchschnittlichen Julitemperaturen um etwa 6° C unter den Julitemperaturen der Interglaziale gelegen haben, die wiederum auf Werte der Gegenwart stiegen oder etwas darüber (zu Jahresmitteltemperaturen siehe Tabelle 2).

Die unmittelbar durch die Eisbedeckung bedingten (*glazigenen*) Ablagerungen und die im Vorland der Eisbedeckung, im periglazialen Bereich, entstandenen (*glaziären*) Sedimente überlagerten Norddeutschland mit Mächtigkeiten von durchschnittlich 50 bis 200 m (Meterbereich bis zu 500 m) und führten damit zu einer Oberflächengestalt, die vom präglazialen Untergrund weitgehend unabhängig ist bzw. so gut wie nichts erkennen läßt. Südlich der erst nacheiszeitlich entstandenen Marschenzone an der Küste gliedert sich das auf den ersten Blick flache Land in Geestplatten, Endmoränenzüge und Niederungen mit Talsandebenen. Diese pleistozän geprägten Landschaftstypen sind auf verschiedene Wirkungsweisen der Kaltzeiten zurückzuführen (HARTUNG 1971, S. 65). Unmittelbar glazigen wirkten die Eismassen ablagerns m ä ß i g durch die Aufarbeitung

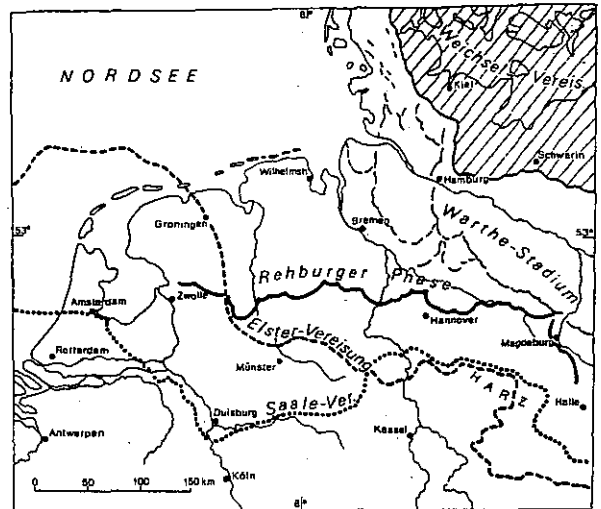


Abb. 19: Haupt-Eisrandlagen in Nordwestdeutschland
(Nach WOLDSTEDT 1954)

des vorgefundenen Bodens und die Absetzung von Grundmoränen sowie morphologisch durch die Ausprägung von subglazialen Moränenhügeln (Drumlins) und eine Aufstauchung von Endmoränenzügen vor dem Eisrand. Dabei rückten die Eismassen nicht in gerader Front vor, sondern schoben einzelne Gletscherzungen (Eisloben) voraus, so daß sich die Endmoränenzüge wie eine Girlande aneinanderreihen. Einer der markantesten Endmoränenzüge verläuft aus dem Gebiet der östlichen Niederlande in west-östlicher Richtung über die Höhen bei Uelsen, Enschede, Lingen, Fürstenau, Damme, Diepholz, Uchte bis zur Mittelweser und jenseits weiter in einzelnen Teilstücken nördlich von Rehburg (Loccum) am Steinhuder Meer bis über Braunschweig hinaus. Diese wohl besterhaltene Endmoräne Nordwestdeutschlands, von WOLDSTEDT (1928) als ‚Rehburger Phase‘ (Abb. 19) bezeichnet, zeigt ihren ausgeprägtesten Lobus mit den Fürstenauer (Ankumer) und den Dammer Bergen.

Unter dem Eis (subglazial) strömende und vor dem Eisrand austretende Schmelzwässer hinterließen fluvioglaziale (glazigene und glaziäre) Ablagerungen und Formen. Vor dem heranrückenden und vor dem abschmelzenden Eisrand sedimentierten sortierte und geschichtete Kiese und Sande (Vorschüttssande und Nachschütt- oder Rückschmelzsande), in Schmelzwasserbecken auch Schluffe und Tone. Morphologisch kam es zur Bildung von sub- und basalglazialen Schmelzwasser-

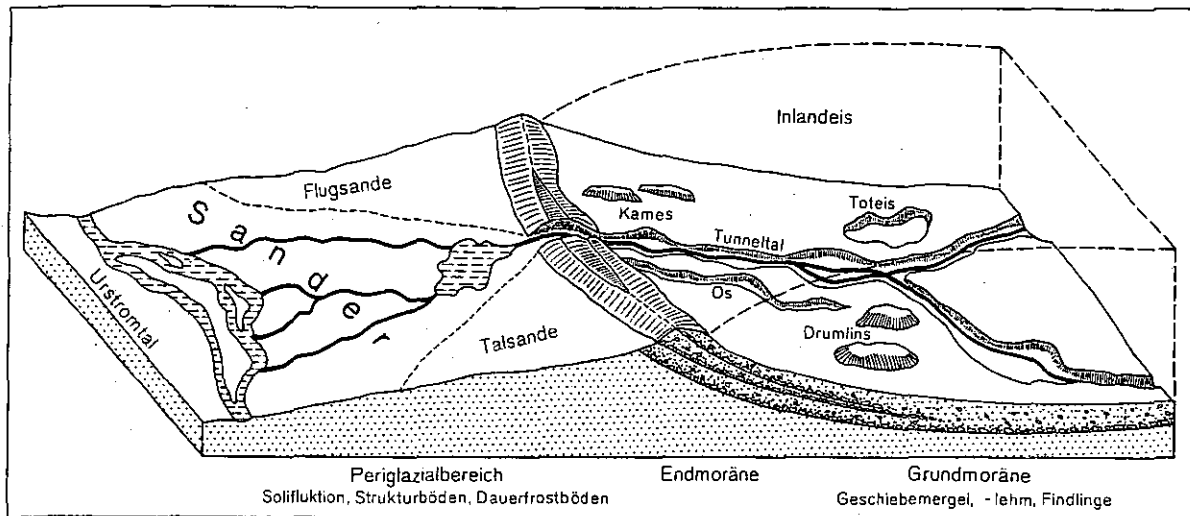


Abb. 20: „Glaziale Serie“
(Nach SCHULZ 1989 u. a.)

läufen, stellenweise mit subglazialen Rinnen-Auffüllungen (Oser) oder mit Aufschüttungen an Widerlagern in sich weiter öffnenden Eisbasis- oder Toteis-Abschnitten (Kames). Vor dem Eis, d. h. im Periglazialbereich, entstanden Schwemmfächer (Sander) und vorgelegerte breite Entwässerungssenken, die Ustromtäler, wie z. B. das mehrhundert Kilometer lange ‚Breslau-Magdeburg-Bremer Ustromtal‘. Die vom Inlandeis bedingten aufeinanderfolgenden Landschaftsformen bilden mit den Grund- und Endmoränen die sog. Glaziale Serie (Abb. 20). In den Zeitabschnitten des Pleistozäns, in denen weite Teile des Norddeutschen Tieflands vom Inlandeis frei blieben, sich der Eisrand z. B. hinter die Elbe zurückgezogen hatte, waren die Gebiete vegetationslos bzw. -arm der Wirkung von Bodenfrost, Windverwehung und Abspülung durch Regen oder Schneeschmelzwässer ausgesetzt, d. h. den glaziär-klimatologisch ausgelösten Vorgängen im periglazialen Bereich. Kennzeichen sind Frostbodenbildungen (Eiskeile, Brodelböden, Fließerden), von Regen- und Schneewässern abgesetzte (pluvio- und niveofluviatile) Sedimente (Talsande) und äolische Bildungen wie Flugsande, Löss, Sandlöss und Lößlehme. Dabei wurden Höhenunterschiede ausgeglichen, Windmulden (Schlatts) ausgeblasen und Dünen aufgehäuft.

Von Inlandeis-Gletschern überzogen wurde das Ems-Weser-Tiefland während der Elster-Kaltzeit und im sog. Drenthe-Stadium

der Saale-Kaltzeit (Tabelle 2). Während des Warthe-Stadiums der Saale-Kaltzeit verblieb das Eis östlich der Weser, in der Weichsel-Kaltzeit östlich der Elbe (vgl. Abb. 19). Vom *Elster-Glazial* vor mehr als 400 000 Jahren, dessen Eismassen im Thüringischen Becken und im Oberwesergebiet am weitesten nach Süden vordrangen und noch den Fuß des Wiehengebirges erreichten, wohl aber nicht mehr die Westfälische Bucht, finden sich zwischen Ems und Weser nur wenige Spuren, da seine Ablagerungsmäßige und morphologische Hinterlassenschaft drenthestadial überprägt wurde. Zweifelsfrei elsterzeitliches Grundmoränenmaterial ist aus dem Quakenbrücker Becken (Artland), dem Zungenbeken des Fürstenau-Dammer Eislobus, und von Hunteburg südlich des Dümmer bekannt (HINZE/MEYER 1984, S. 501). Sedimentation (Sanderflächen) fand auch in der breiten (tertiär-/quartärwarmzeitlich entstandenen) Subrosionssenke über dem Münder-Mergel-Salinar am Nordfuß des Wiehengebirges statt. Im Kellenberg bei Diepholz lagern Quarze und Quarzite aus dem Baltikum, die einem großen Stromsystem entstammen sollen, das bereits vor der Elster-Kaltzeit, im älteren Pleistozän, aus dem Osten kommend am Wiehengebirge vorbeifloß und etwa bei Amsterdam mündete (MEYER 1984, S. 3). Größere Verbreitung haben elster-zeitliche Schmelzwasserbildungen nördlich und östlich des Ems-Weser-Tieflands als Absätze feinsten Tontrüben und Braunkohlensub-

Tabelle 2 Quartär im Ems-Weser-Tiefland
(Zeitangaben nach Geol. Landesamt NRW)

Jahre vor heute	Abteilung	Stufe	t °C*	Ablagerungen
10 000	Holozän	(vgl. Tabelle 3)		Marin-brackischer Schlick Auelehme Niedermoore, Hochmoore Wehsande, Jungdünen Fluviatile Sande
110 000	Jung-Pleistozän	Weichsel-Kaltzeit	- 6	Periglaziale Abl. Dünen, Flugdecksande Jüngerer Löß, Sandlöß Hochflutlehme, -sande Talsande Soliflukationsdecken Uferwälle Niederterrasse (Sande, Kiese)
130 000		Eem-Warmzeit	+ 12	Torfe, Tone, Schluffe, Feinsande
200 000	Mittel-Pleistozän	Warthe-Stadium	- 4	Periglaziale Ablagerungen Jüngere Mittelterrasse
240 000		Treene-Interstadial	>+2	
		Saale-Kaltzeit Drenthe-Stadium	- 6	
~ 400 000	Holstein-Warmzeit	+ 13	Torfe, Tone, Schluffe, Feinsande	
~ 550 000	Alt-Pleistozän	Elster-Kaltzeit	- 6	Glaz. Abl. „Lauenburger Ton“ Schmelzwassersande Geschiebelehm, -mergel Ältere Wesermittelterrasse
2,4 Mio.		Cromer-Komplex	+ 13	Quarzreiche Kiese ?
		Menap-Kaltzeit	- 2	
		Waal-Warmzeit	+ 15	
		Eburon-Kaltzeit	± 0	
		Tegelen-Warmzeit	+ 17	
		Brüggen-Kaltzeit	?	
Jung-Tertiär	Pliozän	>+17		

* Jahresmitteltemperaturen in den jeweiligen Maximumphasen (nach RZECHOWSKI 1968)

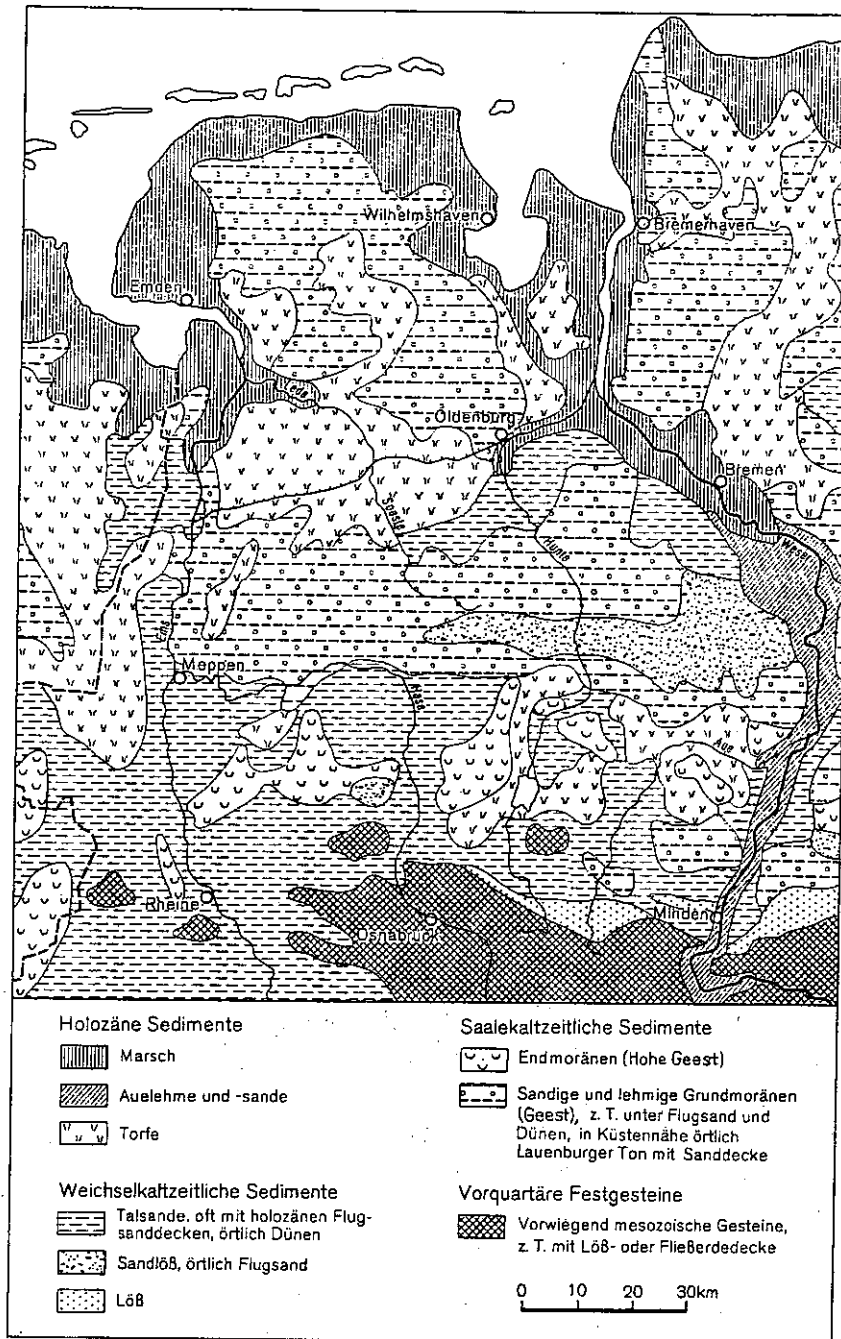


Abb. 21: Quartäre Lockergesteine in Nordwest-Niedersachsen

stanz in einem Schmelzwassersee zwischen Ostfriesland und Hamburg („Lauenburger Ton“, von großer Bedeutung für die Klinker-Industrie) oder als Kies-, Sand- und Schluff-Füllung tiefer subglazialer Rinnen, die heute als Grundwasserspeicher eine wichtige Rolle spielen. Von dem auf die Elster-Kaltzeit folgenden Holstein-Interglazial (vor etwa 400 000 bis 240 000 Jahren), mit wohl höhe-

ren Jahresmitteltemperaturen als den heutigen (vgl. Tab. 2), sind ebenfalls eindeutige Spuren, bis auf frühe Bodenbildungen (Bodenhorizonte in der Pedosphäre), fast nur aus Bereichen außerhalb des Ems-Weser-Tieflands bekannt (vor allem Ablagerungen der damaligen Nordsee).

Die entscheidende Prägung (Abb. 21) erhielt das Ems-Weser-Tiefland durch den Eis-

vorstoß im *Drenthe-Stadium* der *Saale-Kaltzeit*, die vor etwa 240 000 Jahren einsetzte und vor rd. 130 000 Jahren endete. Vor dem heranrückenden Eis floß die Weser ab der Porta Westfalica durch die Subrosionssenke am Nordhang der Mittelgebirgsschwelle zwischen Minden und Bohmte und dann nordwestlich weiter zur Ems. Sie schüttete dabei einen bis 6 km breiten und bis 40 m mächtigen Mittelterrassenkörper auf, der zu mehr als vier Fünfteln aus Gesteinen vom Thüringer Wald bis zum Wiehengebirge besteht (DEUTLOFF 1986, S. 31). Das Eis selbst schob dann den ‚Girlandenzug‘ der Endmoränen auf. Besonders eindrucksvoll „ist das Halbrund der *Fürstenaue* und *Dammer Berge*, das – nach Süden als Schmelzwasserabfluß durch die Neuenkirchener Pforte geöffnet – die Niederung des Artlandes als deutliches, ehemals übertieftes Zungenbecken umschließt, in die jetzt (in umgekehrter Richtung) von Süden kommend die Hase eintritt und, in zahlreiche Arme zerteilt, ein fruchtbares Schwemmland erzeugt hat“ (HARTUNG 1971, S. 67). Dieses Halbrund, das 100 m und mehr die Umgebung überragt (145 m im Signalberg der *Dammer Berge*, 140 m im Trillenberg der *Fürstenaue* Berge; Bersenbrück zum Vergleich: 40 m NN) stellt ein Phänomen dar. In der Regel weisen nur die späteiszeitlichen (weichselzeitlichen) ‚Jungmoränen‘-Landschaften östlich der Elbe eine derartige Relieferung auf (z. B. in der sog. *Holsteinischen Schweiz*), nicht aber die schon länger der Abtragung ausgesetzten ‚Altmoränen‘-Gebiete besonders westlich der Weser. Die Höhen der *Fürstenaue* und *Dammer Berge* sind um so erstaunlicher als der Endmoränenbogen nach der Aufstauung noch vom Inlandeis überfahren, gestaut und gekappt wurde (‚Stauchendmoränen‘): Lagen von Kreide, Tertiär, altpleistozänem Beckenton, Weser-Mittelterrassenkies und Schmelzwassersand wurden aufgeschoben, verschuppt und von Grundmoräne überlagert. Vielleicht diente den Gletschern ein Sockel aus älterem Toteis im Zungenbecken als eine Art Auffahrtsrampe (HARTUNG 1971, S. 68), so daß sich die Kappung der Endmoräne in Grenzen hielt. Die Eisschmelzwässer schütteten vom Gletschertor aus Kiese und Sande in das von der Weser zur Ems verlaufende Urstromtal, wobei es, wohl infolge der geringen Distanzen, kaum zur Ausprägung der für die glaziale Serie

sonst so typischen Sanderflächen zwischen Eisrand und Urstrom kam. Während der Eisrand dann weiter nach Süden vorrückte, glitt er über die kurz vorher vorgeschütteten Ablagerungen hinweg und deckte sie mit Grundmoräne zu. Des weiteren überwand das Inlandeis das Wiehengebirge und den Teutoburger Wald und vereinte sich in der Westfälischen Bucht mit einem emsaufwärts geflossenen Teilgletscher.

Die an der Sohle des Inlandeises als Ausschmelzprodukt entstandenen *Grundmoränenplatten* haben sich im Ems-Weser-Tiefenland besonders nördlich des drenthe-stadialen Endmoränenzuges erhalten mit lehmig-sandig-kalkiger Grundmasse, die die umgebenden Niederungen sichtbar, meist aber nur im Dezimeter-Bereich überragt. Eingestreut sind zahllose kleinere und größere, gekritzte und geschrammte Steine (Granit, Feuerstein, Flint), die je nach Herkunftsgebiet als einheimische oder nordische Geschiebe bezeichnet werden, die größeren darunter auch als ‚Findlinge‘. Die niederdeutsche Bezeichnung der Grundmoränenplatten oder -rücken, *Geest*, dürfte von der ursprünglichen, im Vergleich z. B. zu den Löß- oder Marschenböden Nordwestdeutschlands, relativen Unfruchtbarkeit der Böden herrühren (niederdeutsch *güst* = trocken, unfruchtbar). Auch die Endmoränengebiete rechnet man als ‚Hohe Geest‘ zu den Geestgebieten. Die subglazialen Schmelzwässer prägten den Grundmoränenplatten zahlreiche, in etwa parallele (wannenartige) Entwässerungsrinnen auf, die nacheiszeitlich vermoort. Auf dem westlichen Teil der Ems-Weser-Geest, vom Hümmling (Landschaft nordöstlich von Meppen) bis Cloppenburg, läuft die Richtung der Rinnenzüge von Nordosten nach Südwesten, östlich davon in NNW-SSE-Richtung (vgl. *Karte 1*). Beide Richtungen dokumentieren je ein eigenes Eisspaltensystem, von dem das eine auf einen nach Südwesten (Richtung Nordhorn) gerichteten Gletscherteil, das andere auf einen nach Südosten (gegen das Wiehengebirge) gerichteten schließen läßt. Daß diese Täler die Richtungen einstiger drenthe-stadialer Eisbewegungen widerspiegeln, bestätigt sich darin, daß die Einregelungsrichtungen der Geschiebe in den benachbarten Grundmoränenflächen damit übereinstimmen und auch gleichgerichtete Akkumulationsformen (Oser) der in den subglazialen Rinnen strömenden Schmelzwässer vorhan-

den sind. Nach dem Zerfall der Gletscher beim Eisrückzug sammelten sich in bereits eisfreien Zonen die Schmelzwässer und tiefen Niederungen aus. So erfuhr wohl auch die Leda-Jümme-Niederung, in der (heute) der Küstenkanal seine Trasse hat und sich weitflächige Moore entwickelten (z. B. Esterweger Dose), eine neue Belegung als Schmelzwasserabflußgebiet (wie wahrscheinlich bereits elster-zeitlich) vor der noch durch Toteis versperrten Ostfriesisch-oldenburgischen Geest (HARTUNG 1971, S. 69). Die Schmelzwässer vereinten sich mit denen des Ems-Vechte-Urstromtals in einem Mündungstrichter, in den nacheiszeitlich die Außen-Ems und in historischer Zeit der Dollart-Einbruch ihren Weg fanden.

Der Eisvorstoß des Warthe-Stadiums erreichte das Ems-Weser-Tiefland nicht mehr, so daß keine glazigenen Bildungen dieses Stadials vorliegen. Die Sande über dem drenthezeitlichen Geschiebelehm könnten ebenso in der folgenden Eem-Warmzeit abgelagert worden sein, aus der humose Oberböden und Niedermoortorfe bekannt sind. Gegen Ende des Drenthe-Stadiums, vielleicht auch warthe-stadial, wechselte das nach Westen gerichtete Entwässerungssystem in ein nördlich orientiertes über. Die Weser z. B. verließ ihre zuvor am Mittelgebirgsnordrand eingeschlagene Ost-West-Richtung (Weserschotter im Wiehengebirgsvorland) und floß nun ab Minden (Porta Westfalica) unmittelbar nach Norden. Etwa bei Nienburg trat sie in das (Breslau-Magdeburg-) Aller-Weser-Urstromtal ein, in dem sie der Nordsee zuströmte. Ein vorgeprägtes Schmelzwassertal des NNW-SSE-Eisspaltensystems ermöglichte es auch der Hunte, um von der Dümmer-Niederung in Richtung Nordsee die Rücken der östlichen Ems-Weser-Geest durchqueren zu können.

Vor rund 110 000 Jahren begann mit der Weichsel-Kaltzeit die bisher letzte große Kälteperiode, in der das nordeuropäische Eis (nur noch) bis zur unteren Elbe vorstieß. Im Raum westlich der Elbe herrschte periglaziales Klima mit tiefgründig gefrorenem Boden (Dauer- oder Permafrostboden). In Klüften und Spalten toniger Gesteine des Mesozoikums und in eiszeitlichen Sedimenten bildete sich Eis, dessen Sammelkristallisation die Spalten zu ‚Eiskeilen‘ erweiterte, die sich in Auftauphasen von oben her mit Lockersedimenten füllten. Da der Frost in der Tiefe das

Versickern des Oberflächenwassers verhinderte, nahmen die wassererfüllten obersten Bodenschichten zeitweise eine breiige Konsistenz an, aus der beim erneuten Gefrieren ‚Brodelböden‘ (‚Würgeböden‘, ‚Kryoturbationen‘) oder verschiedene Muster der Materialsortierung zeigende ‚Strukturböden‘ entstanden. In Sommern konnte die Bodenmasse an Hängen ins Gleiten geraten und als ‚Fließerde‘ talwärts gelangen (Solifluktion). Die vorherrschende physikalische Verwitterung (i. a. Frostsprengung) erzeugte massenhaft Gesteinsschutt, der während des weichselkaltzeitlichen Hochglazials in verwilderten, weite und wechselnde Flußbetten einnehmenden Strömen abtransportiert und als Niederterrasse abgelagert wurde. Die vegetationsfreien ‚Kältewüsten‘ des periglazialen Raumes wurden, wie schon saale-zeitlich, vom Wind ausgeblasen. Kalkhaltiger Schluff und, untergeordnet, Feinsand kamen nach dem Windtransport als ungeschichteter Löß oder als Sandlöß an den Hängen des Wiehengebirges, auf der Höhe und vor den Fürstena-Dammer Bergen sowie im Ostteil der Ems-Weser-Geest zur Ablagerung. Von den saale-zeitlichen Grundmoränen, die zu Geschiebelehm entkalkt oder durch periglaziale Umlagerung und Tonauswaschung zu Geschiebedecksanden umgebildet worden waren, blieben stellenweise nur noch Rückstände in Form einer geschiebereichen ‚Steinsohle‘ mit ‚Windkantern‘ (Geschiebe mit Spuren von Windschliff). Große sommerliche Schmelzwassermengen mit hoher Abtragungskraft infolge des ein Versickern verhindernden Permafrostbodens schütteten die weiten Niederungen mit ‚Talsanden‘ zu, die sich entlang der größeren Flüsse mit der Niederterrasse verzahnten. Diese Talsande in nahezu tischebener Lagerung (Talsandflächen, Talsandplatten) lieferten wiederum das Material für die verbreiteten Flugsanddecken aus Feinsand mit wenig Mittelsand, auf denen es im Spätglazial vor ca. 13 000 bis 11 000 Jahren an besonders windexponierten Stellen oder in Gebieten einer ersten spärlichen Vegetation (‚Grastundra‘) zur Bildung von Dünen, den sog. Altdünen, kam.

Der Permafrostboden soll auch, entgegen älteren Theorien (Schmelzwasserrinne, Tot-eissee, Salzauslagerungs- bzw. Subrosionsbecken, Windausblasungswanne), bei der Entstehung des zweitgrößten niedersächsischen Binnensees, des *Dümmers*, eine ent-

scheidende Rolle gespielt haben. Hiernach war der Permafrostboden im Gebiet des Dümmer, der seine Größe in den letzten rd. 11 000 Jahren z. T. erheblich veränderte (maximal 90 km² etwa 7000 v. Chr., vgl. auch LIEDTKE 1981b), reich mit Eislinen durchsetzt. Nach dem Austauen dieses Eises und dem Nachsacken des Bodens im Spätglazial verblieben wassergefüllte Senken („Austauseen“ oder „Thermokarst-Senken“), die sich bei steigendem Grundwasser zu einem größeren See vereinten. In den tieferen Stellen des heute 1 bis 1,5 m flachen Sees sedimentierten, wie in anderen wassergefüllten Senken, schluffige Kalkmudden („Kalk-Gyttja“), Tone („Warven“ in „Bänderton-Fazies“, die den jährlichen Sedimentationszyklus widerspiegelt) und kalkfreie Tier- und Pflanzenrest-Mudde („Grobdetritus-Gyttja“). Verlandung und Bewaldung führten zur Bildung von Torf, der im Dümmer während des Subatlantikums (Tab. 3) von einer jüngsten limnischen Mudde überdeckt wurde. Denkbar ist die Anlage des Dümmer auch infolge der Abdämmung durch einen spätglazialen Schwemmfächer vor den Dammer Bergen (LIEDTKE 1981b); vielleicht kommt auch eine multigenetische Entstehung in Betracht, allerdings ohne die Auslaugung von Salzvorkommen im tieferen Untergrund, sonst wären größere Wassertiefen zu erwarten.

Insgesamt wandelte sich das drenthe-stadial gestaltete Tiefland wechsellagerungszeitlich und im Spätglazial zur mehr oder weniger nivellierten „Altmoränenlandschaft“. Mit der Nacheiszeit, dem *Holozän*, setzte sich ab der Mittleren Dryas-Zeit (Alleröd-Interstadial) vor etwa 12 000–11 000 Jahren mit noch einer kurzen Unterbrechung (Jüngere Dryas-Zeit) die Wiedererwärmung durch (Tab. 3). Nun wurden selbst die windexponierten und trockeneren Lagen der Stauchendmoränen nach und nach von einer die formenden Kräfte des Wassers und des Windes einschränkenden *Pflanzendecke* überzogen. Baumlosen Tundren, mit Silberwurz (Dryas), Sanddornsträuchern und Strauchweiden-Zwergbirkengebüschen, folgten lichte Wälder aus Birken und Kiefern. Später gesellten sich wärmeliebende Gehölze dazu, zunächst die Hasel, dann Eiche, Ulme, Linde und Esche, die während des Klimaoptimums im Holozän, dem Atlantikum (Juli-Mitteltemperaturen um 20° C), artenreiche Mischwälder bildeten. Entscheidend für die Waldfolge, die

verschieden schnelle Einwanderung und Ausbreitung der Baumarten (vgl. Tab. 3), waren der Stand des Bodenbildungsprozesses (Bodenreife), die Entfernung der Refugialgebiete, in die sich die Gehölze während des letzten Glazials zurückgezogen hatten (z. B. Mittelmeerraum), die Wärmeansprüche der einzelnen Arten und die Ausbreitungsmöglichkeit bezüglich ihrer Samen und Früchte, wobei eine Verbreitung durch den Wind (Anemochorie) leichter größere Distanzen überwinden half. Hinzu kommen Kriterien wie die Erreichung des Fruchtbarkeitsalters (Birken z. B. mit 10, Buchen mit ca. 40 Jahren), die Samengenerationsfolge (jährlich oder z. B. alle 6 bis 7 Jahre wie bei den Buchen) und Konkurrenzfaktoren am Standort.

Die fehlende Bindung des Wassers durch die Eismassen ließ den Meeresspiegel wieder ansteigen (weltweit bis zu 120 m). Die *Nordsee* kehrte sukzessiv zurück und flutete weit in die ehemaligen Urstromtal-Mündungen hinein. Dabei schickte sie um die nördlichen Grundmoränen- bzw. Geestplatten, z. B. die Ostfriesisch-Oldenburgische Geest, den Gürtel der Marschen auf (vgl. Abb. 21), die in den Ausschnitt der *Karte 1* als Brack- bzw. Flußmarschen (Weser, Ems), noch etwa bis zur Südgrenze des Landes Bremen und zur Flußschlinge nördlich von Papenburg-Aschendorf (Ems) hineinreichen.

Die Eisschilde Nordeuropas waren im wesentlichen schon um 6000 v. Chr. verschwunden; in Nordamerika existierten aber zu dieser Zeit noch rd. 50 Prozent der Inlandeisbedeckung. Das Eis reichte dort noch bis auf 52 Grad nördlicher Breite herab, vergleichsweise also etwa bis zur Breitenlage der Stadt Münster (Westf.). Diese deutliche Asymmetrie zwischen Amerika und Europa führte zu einer Verstärkung der Südwestwinde über dem Atlantik, die wiederum den *Golfstrom* verstärkten. Die erheblich größere Wärmezufuhr über den Golfstrom dürfte letztlich die Ursache für die wärmste Phase der Nacheiszeit (Atlantikum) in Europa gewesen sein (KLOSTERMANN 1988, S. 59) mit ihren beherrschenden Eichenmischwäldern. Die in den Pollendiagrammen des Atlantikums zugleich nachgewiesene kräftige Ausbreitung der Erle verweist auf sehr hohe Grundwasserstände zu dieser Zeit.

In den Niederungen des Norddeutschen Tieflandes entstanden auf den durch Tone und Mudden verlandenden Seen oder ver-

Tabelle 3 Spätglazial und Holozän
(Nach KLOSTERMANN 1988, in: Geologie am Niederrhein, S. 58)

	Klima- perioden	Waldfolgen (nach Overbeck 1975)	Jahre vor heute	Temperatur Juli-Mittel	Kultur- perioden
Holozän Postglazial	Subatlantikum (Nachwärmezeit)	anthropogen beeinflusste Wälder, Kulturlandschaften, Heiden	1000		Neuzeit
		Buchenzeit	2000		Mittelalter
		Eichen-Buchenzeit	3000		Römische Kaiserzeit
	Subboreal (Späte Wärmezeit)	Eichen-Haselzeit	4000		Eisenzeit
		Atlantikum (Mittlere Wärmezeit)	Eichen- Linden- phase		5000
	Eichen- mischwald- Haselzeit (mit Erlen- bruch- wäldern)		6000		Neolithikum
	Ulm- Linden- phase		7000		
	Boreal (Frühe Wärmezeit)	Hasel-Eichenmisch- wald (-Kiefern)zeit	8000		Meso- lithikum
	Kiefern-Haselzeit	9000			
	Präboreal (Vorwärmezeit)	Birken-Kiefernzeit	10000		Jungpaläo- lithikum (Magda- lenien)
Pleistozän Spätglazial	Jüngere Dryas-Zeit	Jüngere Parktundrenzeit	11000		
	Alleröd- Interstadial	kiefernreiche Waldzeit birkenreiche	12000		
	Ältere Dryas-Zeit	Ältere Parktundrenzeit	13000		
	Bölling-Interstadial	Birken- Parktundrenzeit	14000		
Hochglazial	Älteste Dryas-Zeit	baumlose Tundrenzeit	15000		
	Pleniglazial (Endphase)	Frostschutt-Tundra	15000		

sumpfinden Talsandflächen topogene, d. h. vom Standort (mit hohem Grundwasserstand) abhängige Flach- oder Niedermoore, wobei Schilf, Seggen, Schwimmpflanzen und Bruchwald die wichtigste Rolle spielten. Im relativ niederschlagsreichen Atlantikum setzte dann auch das Wachsen von Hochmooren ein. Diese entwickelten sich häufig (in etwa zwei Dritteln aller Fälle) auf Flach-

mooren, wenn der Bruchwald bei weiter steigendem (Grund-)Wasserspiegel versumpfte. Nach und nach gewannen Sphagnum-Moosarten, die sich von Regen und Staub ernähren, und Wollgräser die Oberhand über Seggen und Heidearten; die Erlen, Birken und Kiefern starben ab, langsam wölbte sich das vom Regenwasser gespeiste (ombrogene) und nicht mehr vom Grundwasserstand abhängige Hochmoor empor. Zuunterst im Hochmoor liegt stark zersetzter ‚Schwarztorf‘ aus dem Atlantikum und dem Subboreal (Späte Wärmezeit), darüber jüngerer ‚Weißtorf‘ aus dem Subatlantikum (Nachwärmezeit) mit noch relativ gut zu erkennender Struktur der Moospflänzchen, der vor allem als Gartentorf Verwendung findet. Die Moore überdeckten weite Flächen der Talsandebenen und der tieferen Marsch sowie teilweise auch der Grundmoränenplatten (vgl. Karte 1).

Trotz der wieder geschlossenen Pflanzen-
decke kann das Holozän nicht als ein Zeitalter völliger Formungsruhe angesehen werden. Die in den Talsandebenen mäandrierenden Flüsse verstärkten akkumulativ ihre bereits im Jungpleistozän bei Überschwemmungen angelegten *Uferwälle*, die später zu Ansatzpunkten von Siedlungen und Verkehrslinien werden sollten. In das Zungenbecken von Quakenbrück, das *Artland*, schüttete die Hase deltaartig immer mehr Sinkstoffe. Nach Aufnahme des Ackerbaus und Rodung der ursprünglichen Wälder durch den Menschen lagerten die Hase und ihre vielen Seitenarme Feinsande und Schwemmlöß ab, vorwiegend aus dem Osnabrücker Bergland und von den Sandlößflächen südwestlich von Bersenbrück, die zu der im Ems-Weser-Tiefland seltenen natürlichen Bodenfruchtbarkeit des Artlandes führten. Ebenfalls anthropogen gesteuert wurden fluviale Vorgänge wie die Auelehm-Bildungen infolge früher Rodungen mit anschließenden Boden-Abspülungen. Im Einzugsgebiet der Ems, wo bindige Lockersedimente seltener sind als an der Weser, spielen Auelehme eine geringere Rolle; immerhin sind auch im Emstal selbst stellenweise noch stärker schluffige (und weniger sandige) Böden entwickelt wie auch im nördlichen Wiehengebirgsvorland (HINZE/MEYER 1984, S. 514).

Großflächige Rodungen entstanden mit der Jungsteinzeit (Neolithikum, im Ems-Weser-Tiefland um/ab 2500 v. Chr.) als der Mensch erstmals mit dem Ackerbau und der

Viehzucht begann (Neolithische Revolution). Die gerodeten und durch den Verbiß des Weideviehs zusätzlich zerstörten Flächen waren wieder dem Wind ausgesetzt. Vielerorts wurden infolgedessen *Dünen* aufgeweht, so auch – wie schon vorher – auf den Uferwällen. Im frühen Mittelalter ging man dazu über, die Ackerflur, den ‚Esch‘, mit Plaggen zu düngen (‚ewiger Roggenbau‘). Dazu wurden rechteckige Ausschnitte des durchwurzelten Oberbodens außerhalb der Ackerflur mit der bodendeckenden Vegetation (i. d. R. Heide) etwa 4 bis 6 cm dick ausgestochen, als Stallstreu verwendet und anschließend als Dünger den armen Geestböden (weithin Podsole) zugeführt, die dadurch im Laufe der Jahrhunderte um 50 bis 120 cm (Humusschicht) anwuchsen. Dem Plaggenstechen, aber auch großen Schafherden (Verbiß von Baumsprößlingen) oder der Heidebrandkultur (z. B. mit Buchweizenanbau) fielen kilometerweite Flächen des ursprünglich deckenden Waldes (neben der Rodung) zum Opfer. Wieder entstanden Dünengebiete, z. T. auf den alten Flugsanden oder älteren Dünen. Erst mit staatlich oder kommunal veranlaßten Aufforstungsmaßnahmen (ab 19. Jh.) wurden die *Wehsandflächen* (mancherorts mit Wanderdünen) wieder reduziert und beseitigt. Die geringmächtigen, aber weitverbreiteten Flugsanddecken der Niederungen sind z. T. auch recht jungen Alters; es handelt sich hier um Vorgänge, die sich bei entsprechender Wetterlage mehr oder minder in jedem Frühjahr abspielen.

Und der Mensch verändert weiterhin die Landschaft: Torfe werden gestochen, Gewässerläufe und Abflußverhältnisse umgestaltet, Sand- und Kiesgruben angelegt (und oft mit Fremdmaterial verfüllt), künstliche Aufschüttungen geschaffen etc. So ist der Mensch in der Auseinandersetzung mit der Natur zum jüngsten geologischen Faktor in der erdgeschichtlichen Entwicklung geworden.

4. ERLÄUTERUNG VON FACHAUSDRÜCKEN

Abrasion: flächenhafte Abtragung durch Meeresbrandung, Ausbildung von Abrasionsküsten

Abtragung: Abtransport von verwittertem Gesteinsmaterial durch Schwerkraft, Wasser, Wind, Eis

abyssal: dem Tiefseebereich (über 800 m) zugehörig

Achse: 1. Falte, 2. Bez. für den Längsverlauf von Bruchfaltenbündeln

Achsendepression: muldenartige Verbiegung von Faltenachsen

äolisch: durch den Wind bewegt

allochthon: Gesteine und Fossilien, die nicht an ihrem Entstehungsort liegen

alpinotyp: Bez. für Gebirgsbildungen, die im Geosynklinalraum stattfinden, mit Faltung und Deckenüberschiebungen

Ammonit: Tintenfischgruppe (Mollusken) mit äußerem Gehäuse, das durch Querwände in viele Gaskammern gegliedert ist; das Tier wohnte im jüngsten Gehäuse teil der Wohnkammer. Ausgestorben am Ende der Kreidezeit. Wichtigste und häufigste Tiergruppe im Erdmittelalter

antezedent: Bez. für Täler, die bereits vor der langsamen Hebung eines Gebirges angelegt waren; dabei hielt die Eintiefung des Flusses mit der Landhebung Schritt

Anthrazit: durch Fortschreiten der Inkohlung aus Steinkohle entstandene Kohlenart; tiefschwarz, 94 Prozent Kohlenstoffgehalt, entzündet sich bei 800° C

Antiklinorium: sattelförmiges Großfaltensystem, dessen mittlere Falten sich in Hochlage befinden

arid: trocken

Armfüßer: s. Brachiopode

Aschegehalt: Gewichtsanteil der nicht brennbaren Substanz einer Kohle, bezogen auf wasserfreie Kohle

auskeilen: seitliches Aufhören einer Gesteinsfolge zwischen zwei anderen Gesteinsschichten

autochthon: Gesteine und Fossilien, die sich an ihrem Entstehungsort befinden

Bank: Gesteinsschicht, die mehr oder weniger deutlich von anderen abgegrenzt ist

bathyal: der lichtarme Meeresbereich zwischen 200 und 800 m Tiefe

bauwürdig: Lagerstätte, deren Ausbeutung wirtschaftlich lohnend ist

Belemnit: zweikiemige Tintenfischgruppe (Mollusken) mit Innenskelett, das vom Weichkörper umgeben ist; das Skelettende (Rostrum) ist zigarrenförmig und fossil oft erhalten („Donnerkeil“). Ausgestorben am Ende der Kreidezeit

Berge, Bergemittel: Einlagerungen von Nebengesteinen in einem Kohlenflöz

Biostratigraphie: Gliederung der Schichtenfolge mit Hilfe von Versteinerungen

Bitumen: natürliche, brennbare Kohlenwasserstoffverbindungen von brauner bis schwärzlicher Farbe

boreal: zum nördlichen, kalten Klimabereich gehörend

Brachiopode: schalentragende Meeresbewohner; äußerlich den Muscheln ähnlich, jedoch mit völlig anderer innerer Organisation (Armgerüst) und anderer Symmetrie (obere-untere Klappe)

Brackwasser: Bez. für den Grenzbereich Süß-Salzwasser

Brekzie (Breccie): Ablagerungsgestein aus eckigen Gesteinstrümmern

Bruchschollentektonik: Zerlegung der Erdkruste in einzelne, an Verwerfungen verstellte Schollen

Cephalopoden: Kopffüßer; seit dem Kambrium bekannte Tintenfischgruppe der Mollusken

Ceratiten: Vorläuferform der Ammoniten

Cornbrash: eisenoolithischer Sandstein, der im Mittleren Jura (Dogger) abgelagert wurde

Crinoiden (Seelilien): Gruppe der Stachelhäuter, bestehend aus Kelch mit Armen und Stiel; Stielglieder nicht selten

Cyclothem: die Grundeinheit von sich wiederholenden Gesteins- und Fossilfolgen

Denudation: flächenhafte Abtragung einer Festlands-
oberfläche

Detritus: Anhäufung von zerriebenem Gesteinsschutt
und Verwitterungsmaterial aller Art

diachron: gleichartige Fazies, die zeitlich ungleich an
verschiedenen Orten auftritt

Diagenese: Verfestigung lockerer Ablagerungen zu Ge-
steinen

Diapir: steilwandiger Salzkörper, oft pilzförmig in über-
lagernde Gesteinsschichten eingedrungen

Diatomeen: Kieselalgen

Diskordanz: nicht parallele Aufeinanderfolge von
Schichten (die unteren stoßen mit einem Winkel gegen
die oberen); Gegensatz: Konkordanz

Dislokation: Störung (s. dort)

Drumlins: „walfischrückenförmige“, in Richtung der
Eisbewegung angeordnete Aufschiebungen aus Moränen-
oder Schmelzwasserablagerungen

Druse: Gesteinshohlraum, dessen Wände mit Mineralien
ausgekleidet sind

Einfallen: Neigungswinkel einer Schicht gegen die Hori-
zontale

Eisenkarbonat: FeCO_3 , Eisenspat, Siderit; wichtiges
Eisenerzmineral

Emersion: Zurückweichen des Meeres aus einem Gebiet;
auf der auftauchenden Fläche (Emersionsfläche, -hori-
zont) finden sich Erosionserscheinungen

Epikontinentalmeer: Flachmeer, das Teile eines Festlan-
des zeitweilig überflutet

Epirogenese: weitspannige, langandauernde Verbiegung
der Erdkruste ohne Bruchbildung und Störungen der
Schichtenverbände

Erosion: Abtragstätigkeit vor allem des fließenden Was-
sers

Evaporit: bei der Eindampfung von Lösungen durch che-
mische Abscheidung entstandenes Gestein (z. B. Salzge-
stein)

Exhalation: Ausströmen von Gasen aus Vulkanen oder
Spalten

Faltenachse: „gedachte“ Linie, welche die Punkte stärk-
ster Krümmung auf einer muldenförmig („Mulden-
achse“) oder sattelförmig („Sattelachse“) gekrümmten
Fläche miteinander verbindet. Eine Falte setzt sich aus
einem Sattel und einer Mulde zusammen

Fazies: Erscheinungsbild einer Ablagerung hinsichtlich
seines gesteinskundlichen Aufbaus und seiner fossilen
Merkmale

Flexur: Verbiegung von Schichten ohne deren Zerrei-
ßung

Flöz: Gesteinsschicht mit wirtschaftlich verwertbarem
Anteil

fluviatil: von Flüssen gebildet, abgetragen, abgelagert
usw.

Flysch: Geosynkinalablagerungen von Faltengebirgen,
entstanden während der Auffaltung in einem tieferen
Becken und oft gekennzeichnet durch gestörte Schich-
tung infolge subaquatischer Rutschungen

Foraminiferen: überwiegend marine, einzellige Wurzel-
füßer mit ein- oder mehrkammerigen Gehäusen; wich-
tige Mikrofossilien

fossil: ausgestorben (Gegensatz: rezent, heute noch le-
bend)

Fossilien: Versteinerungen, Reste vorzeitlicher Organismen

Gangvererzung: Spaltenfüllung in Gesteinen durch Erz-
minerale und begleitende nichtmetallische Minerale

Gebirgsbildung: s. Orogenese

Geode: Gesteinshohlraum, der ganz oder teilweise mit
Mineralien ausgefüllt wurde (meist Blasenräume von Er-
ußgesteinen)

Geosynklinale („Erdmulde“): weiträumiger Sedimenta-
tionsraum; unter dem Druck der Sedimentationsschich-
ten erfolgt weiteres Absinken der G., wobei das Ablage-
rungsmaterial plastisch, faltungsreif und durch (seitlich-
en) Druck gefaltet wird

Geothermische Tiefenstufe: Angabe des irdischen Tiefen-
abschnitts in Metern, bei dem – in Richtung auf den
Erdmittelpunkt gesehen – die Temperatur um 1°C zu-
nimmt. Die geoth. Tiefenstufe liegt durchschnittlich bei
33 m (= 3°C Wärmesteigerung auf 100 m Tiefenab-
schnitt)

germanotyp: Art der Gebirgsbildung in bereits konsoli-
dierten Gebieten, bei der es zu Bruchbildungen kommt;
typisch für deutsche Mittelgebirge

Glaukonit: dunkelgrünes, ausschließlich im marinen
Raum gebildetes, eisenhaltiges Mineral (Fe-Al-Silikat);
in Form von Körnern in marinen Ablagerungen vorkom-
mend, z. B. als Grünsande

glaziär: in Gletschnähe entstanden, z. B. Sand(e)r

glazial: während der Eiszeit entstanden, z. B. Ablagerun-
gen und Formen

glazigen: unmittelbar durch die Wirkung des Eises ent-
standen, z. B. Moränen

Globigerina: s. Foraminiferen

Goniatiten: Gruppe der Weichtiere, Vorläufer der Am-
moniten

Graben: ein gegenüber seiner Umgebung an mehr oder
weniger parallel verlaufenden Verwerfungen eingesunke-
ner Bereich

Grünsande: mit Glaukonit vermischte Sande

Halokinese: Bez. für alle Vorgänge, die mit Salzbewe-
gungen verknüpft sind (Salz-Tektonik)

Hangendes: über einer bestimmten Schicht lagernde Ge-
steinsschichten; Gegenstück: Liegendes

herzynisch: Südost-Nordwest-Streichrichtungen

Horizont: kleinste geologische Zeiteinheit; gekennzeich-
net durch bestimmte Fossilien (Fossilhorizont) oder Ge-
steine

Horst: Gesteinspaket, an einer oder mehreren Seiten von
Brüchen oder Verwerfungen begrenzt und gegenüber der
Umgebung relativ herausgehoben

hydrothermale Lösungen: nach der Bildung von Magma-
gesteinen aufsteigende wäßrige, heiße Lösungen, die oft
Erzanreicherungen verursachen

Inkohlung: Umwandlung pflanzlicher Reste in Kohle,
dabei relative Anreicherung von Kohlenstoff bei Ab-
nahme von Wasser- und Sauerstoff. Inkohlungsreihe:
Torf, Braunkohle, Flamm-, Gasflamm-, Gas-, Fett-, EB-,
Magerkohle, Anthrazit, Graphit

Inoceramen: fossile, bis 1 m große Muscheln mit ovalen,
gerippten Schalen; vom Jura bis zur Kreide

Intrusion: Eindringen eines Magmas in andere Gesteine

Inversion: 1. Reliefumkehr, 2. Aufwölbung und Heraus-
hebung ehemaliger Sedimentationströge

Kames: kuppenförmige Aufschüttungen aus geschichte-
ten Sanden und Kiesen von glazialen Schmelzwasserflüs-
sen zwischen Resten zerfallender Toteismassen

klastisch: Bez. für Ablagerungen, deren Material aus der
mechanischen Zerstörung anderer Gesteine stammt
(Trümmergestein)

Kolluvium: am Fuß von Hängen, in Mulden oder Rinnen
angehäuftes Boden- und Verwitterungsmaterial

Konglomerat: aus abgerundeten Gesteinsbruchstücken
bestehendes Sedimentgestein

Konkordanz: ungestörte parallele Übereinanderschichtung verschiedener Gesteinsschichten; Gegensatz: Diskordanz

Konkretion: chemisch bedingte Zusammenballung verschiedener Substanzen um einen Kern (Geode)

Korallen: Sammelbez. für meist kolonienbildende, kalkabscheidende Blumentiere in warmen Meeren. Die Kalkskelette können im Extremfall mächtige wallartige Formationen aufbauen (Riffe, Atolle)

Kreuzschichtung: Sedimentschichten, die schräg abgelagert worden sind und einem mehrfachen Wechsel der Transportrichtung erkennen lassen

Kristall: Mineral mit seiner durch den Gitterbau vorgeschriebenen kennzeichnenden äußeren Gestalt (Kristallmorphologie)

Kryoturbationen: in Frostböden der Periglazialgebiete auftretende unregelmäßige Verfaltungen oder Verknüpfungen der oberen, im Sommer aufgetauten, wasserübersättigten Bodenschichten infolge der Wechselwirkung von Gefrieren und Auftauen und der damit verbundenen Bodenbewegungen, Kr. umfassen u. a. Brodel-, Würge- und Taschenböden

lagunär: Strandsee(Lagunen-)bereich mit starker Verdunstung

laramische Phase: Phase der Gebirgsbildung an der Wende Kreide zu Tertiär

Laterit: in warm-humidem (feuchtem) Klima entstandener rotgefärbter Boden

Leitfossilien: Fossilien, die für eine bestimmte Ablagerungsschicht und damit für eine bestimmte Zeit kennzeichnend sind und nur dort vorkommen

limnisch: Bez. für Vorgänge, Produkte und Ablagerungen in Süßwasserseen

Lineament: geotektonisch wichtige Zone oder Linie auf der Erdkruste; als tief hinreichende Schwächezone der Erdkruste eine bevorzugte Bewegungsfläche

Lithologie: Gesteinskunde der Sediment(Absatz-)Gesteine

Lithostratigraphie: Gliederung der Schichtenabfolge mit Hilfe der Gesteinsausbildung

litoral: zu Ufer, Strand oder Küste gehörend

LöB: sehr feinkörniges, gelbgraues äolisches Staubsediment

LöBLEhm: durch einsickernde CO₂-haltige Niederschlagswasser entkalkter und verlehmtter LöB

Mächtigkeit: geologisch-bergmännische Bez. für die Dicke einer Schicht

Magma: Gesteinsschmelze (um 1000° C); kann aktiv an die Erdoberfläche aufsteigen oder durch Krustenbewegungen hochgepreßt werden

marin: Bez. für sämtliche unter Mitwirkung des Meeres und im Meer ablaufenden Vorgänge und sich bildenden Formen

Mergel(stein): Sediment aus Ton und kohlen-saurem Kalk mit schwankenden Mischungsverhältnissen (K = Kalk, T = Ton; Angaben in Prozent): mergeliger Kalk (85 K, 15 T), Mergelkalk (75 K, 25 T), Kalkmergel (65 K, 35 T), Mergel (35 K, 65 T), Tonmergel (25 K, 75 T), Mergelton (15 K, 85 T), mergeliger Ton (5 K, 95 T). In der Luft und bei Berührung mit Wasser zerfällt M. bröckelig und ergibt rel. fruchtbare Böden.

Metamorphose: Umwandlung eines Gesteins durch Druck, Temperatur, Bewegung

Metasomatose: Austausch eines Elements oder eines Minerals gegen einen anderen Stoff im gleichen Raum

Mineral: homogener, in einer chemischen Formel ausdrückbarer anorganischer Körper

Molasse: Ablagerungen im Vorland von Faltengebirgen aus Abtragungsmaterial des aufsteigenden Gebirges

Morphologie: Lehre vom Formenschatz, der an der Erdoberfläche durch die gestaltend wirkenden Vorgänge von Verwitterung und Abtragung entsteht

Mulde: nach unten verbogenes Gesteinspaket; Gegenstück: Sattel

neritisch: Flachseebereich eines Meeres bis etwa 200 m Tiefe

Oolith: Gestein, aus Kugeln mit konzentrisch-schaligem Aufbau (Ooiden) zusammengesetzt

Orogenese: Gebirgsbildung durch Bewegungen der Erdkruste in mehreren Phasen während langer Zeiträume (s. alpinotype O., s. germanotype O.)

Orthogesteine: durch Metamorphose aus magmatischen Gesteinen entstanden

Os (Mz.: Oser): durch Schmelzwässer in Spalten und Rinnen in- und subglazial abgelagerte schmale, wallartige Aufschüttungen (Sande, Schotter); oft von großer Länge

Ostrakoden: Schalenkrebse, zweiklappige Salz- und Süßwasserbewohner; wichtige Mikrofossilien

Paläogeographie: vorzeitliche Verteilung von Land und Meer

Paragesteine: durch Metamorphose aus Sedimentgesteinen entstanden

paralisch: im Bereich der Meeresküste gebildet

Pelit: feinklastisches Gestein mit einem Korndurchmesser unter 0,02 mm (Schluff, Ton)

Petrographie: Gesteinskunde

Pläner(kalk): bläulichgrauer, feinsandiger, verfestigter Mergelstein der Oberkreide (Cenoman, Turon), meist dünnbankig

Profil: Schichtfolge

Psammit: klastisches Gestein mit einem Korndurchmesser von 2 bis 0,02 mm (Sand)

Psephit: klastisches Gestein mit einem Korndurchmesser von über 2 mm (Steine, Kies)

Radiolarien: Strahlentierchen, meist kugelige, zu den Wurzelfüßern gehörende, mikroskopisch kleine Einzeller. Seit dem Präkambrium bekannt.

Reflexionswert: Reflexionsvermögen der Kohle, gemessen an polierten Anschliffen; nimmt mit steigendem Inkohlungsgrad zu. Wird zur Kennzeichnung des Inkohlungsgrades neben den Flüchtigen Bestandteilen verwendet

Regression: Rückzug des Meeres aus vorher von ihm bedeckten Gebieten

rheinische Richtung: Südsüdwesten-Nordnordosten-Streichrichtungen

Rippeln: wellenartige Gliederung einer Sedimentoberfläche, hervorgerufen durch Wasserbewegungen (Hin- und Herschwingen oder Strömungen) (**Rippelmarken**)

Rostrum: kegelförmiges bis zylindrisches Gebilde, welches das Skelett-Ende von Belemniten darstellt

Rumpffläche: Verebnungsfläche; kappt gefaltete oder schräggestellte Schichten

Salinar: Schichtfolge, die überwiegend aus Salzgesteinen besteht

Salinität: Salzgehalt des Meeres

Sattel: nach oben verbogenes (aufgewölbtes) Gesteinspaket; Gegenstück: Mulde

Saxonische Tektogenese: Bruch- und Bruchfaltentektonik im Bereich der deutschen Mittelgebirge zur Zeit des Mesozoikums und Känozoikums

Schelfmeer: Flachseebereich bis 200 m Wassertiefe, der zur Festlandscholle gerechnet wird

Schichtlücke: Ausfall von (eigentlich in der zeitlichen Reihenfolge zu erwartenden) Schichten

Schichtung: Ablagerung von Gesteinspaketen in Schichten; Aufeinanderfolge verschiedenartiger Gesteine

Schieferung: im wesentlichen parallel gerichtetes, engständiges Flächengefüge in Gesteinen (gute Spaltbarkeit)

Schill: Anhäufungen von vollständigen oder zerbrochenen Schalen oder Gehäusen von Organismen

Schluff: Mineralkörnchen (meist Quarz) von 0,06 bis 0,002 mm Durchmesser

Scholle: Stück der Erdkruste, das auf einer oder mehreren Seiten durch Dislokationen begrenzt ist

Schuppung: dachziegelartige Überschiebung von Gesteinspaketen

Schwelle: weitgespannte, rückenartige Erhebung der Erdoberfläche; häufig am Meeresboden mit einer Trennung größerer Becken und von Faziesgebieten

Sedimentation: Vorgang der Abscheidung oder des Absatzes von Sediment-(Absatz-, Ablagerungs-, Schicht-) Gesteinen

Sedimentationszyklus: die mehr oder minder regelmäßige, vielfache Wiederholung bestimmter Gesteinsfolgen aufgrund regelmäßig wiederkehrender äußerer Bedingungen

Sprung: (bergmännischer) Ausdruck für Abschiebungen (s. Verwerfung)

Störung (Dislokation): Bez. für Veränderung der normalen Lagerung eines Teils der Erdkruste durch Pressung und Zerrung (Dehnung, Distraktion) zu weiträumiger (bruchloser) Verbiegung oder Verschiebung entlang eines Bruches (Verwerfung)

Stratigraphie: Schichtbeschreibung; Zweig der historischen Geologie, der die Gesteine nach ihrer zeitlichen Reihenfolge ordnet

Streichen: 1. die Himmelsrichtung der Schnittlinie einer geologischen Fläche (Schicht-, Kluft-, Verwerfungsfläche) mit der Horizontalebene. Senkrecht zum Streichen verläuft das Fallen, 2. Richtung eines Gebirgsverlaufs

Stromatoporen: Ausgestorbene koloniebildende Meerestiere, die – ähnlich wie die Korallen – ein kalkiges Skelett absonderten und damit Krusten und z. T. Riffe bauen konnten, Kambrium bis Kreide

subaquatisch: unterhalb der Wasseroberfläche

subherzyne Phase: Bez. für eine Zeit der Gebirgsbildung in der Oberkreide (Coniac und Santon)

Subrosionssenke: Einmündung der Erdoberfläche durch unterirdische Auflösung leichtlöslicher Gesteine (bes. Salzgestein) und kontinuierliches Nachsacken der darüber liegenden Gesteinsschichten

syngenetisch: gleichzeitig entstehend

syndimentär: gleichzeitig abgelagert

Tektogen: Abschnitte der Erdkruste, die von tektonischen (griech. „zum Bau gehörig“) Bewegungen einheitlich geprägt sind

Tektonik: Lehre vom Bau der Erdkruste sowie den Bewegungen und Kräften, die diesen erzeugt haben

terrestrisch: Bez. für alle Vorgänge, Kräfte und Formen, die auf dem Lande auftreten

Tethys: vor allem im Erdmittelalter in Ost-West-Richtung erdumspannendes Gürtelmeer; das heutige europäische Mittelmeer ist ein Rest der – nach den alpidischen Faltungen stark eingegengten – Tethys

Teufe: geologisch-bergmännischer Ausdruck für Tiefe

Textur: Anordnung und Verteilung von Mineralien in Gesteinen (z. B. massig-richtungslos, geschichtet, geschiefert)

Toneisenstein: eine konkretionär durch Siderit (Eisenspat) verbackene Tonmasse

Transgression: Vorrücken des Meeres in ehemalige Landgebiete

Transgressionshorizonte: Gesteinsschichten oder Teile davon, die Einflüsse von Transgressionen zeigen (Aufarbeitungshorizont). Meist wird bei der Überflutung ein Transgressions-Konglomerat aus der alten Landoberfläche gebildet.

Trilobiten: asselförmige Meereskrebse (Dreilappkrebse). Kambrium bis Perm

Trochiten: versteinerte Stielglieder von Seelilien (s. Crinoiden), oft gesteinsbildend (z. B. Trochitenkalk im Oberen Muschelkalk)

Trockenrisse: bei der Austrocknung wasserhaltiger Feinsedimente, vor allem Tonsedimente, entstehende Schrumpfrisse

Trüb(e)ströme (Suspensionsströmung): von untermeerischen Hängen mit großer Geschwindigkeit abgehende Gemische aus Wasser und hohen Sedimentanteilen, die Strömungsrinnen und Cañons in den Untergrund eintiefen können

Trümmererz: im Meer abgelagertes Erz, das durch Zertrümmerung und Anreicherung vorher bestehender armer Erze am Meeresboden gebildet wurde

Tuff: 1. verfestigte, vulkanische Asche; 2. poröse, kalkige Absätze: Kalktuff

Turbidite: klastische Ablagerungen aus Trübeströmen (z. B. Flysch)

Variskische Gebirgsbildung: Faltungsära, etwa ab Wende Devon/Karbon bis ins hohe Oberkarbon, in welcher u. a. das Rheinische Schiefergebirge gefaltet wurde

variskische Richtung: Südwest-Nordost-Streichrichtung („erzgebirgisch“)

Vergenz: Kipprichtung geneigter Falten (auch: vergent, z. B. südvergent)

Verwerfung: tektonische Störung mit den Formen Abschiebung, Aufschiebung oder Überschiebung

Zone: kleinste auch über größere Gebiete hin abzutrennende biostratigraphische Einheit

LITERATUR

a) Zitierte Literatur

- ARNOLD, H. (1966): Westfalen zur Kreidezeit. Ein paläogeographischer Überblick. I.: Die Oberkreide. In: Natur und Heimat, 26. Jg., S. 61–69
- ARNOLD, H. (1968): Das Obercampan des Stewweder Berges bei Haldem und seine Fauna. In: Veröff. Überseemuseum Bremen, Reihe A, 3, S. 273–342. Bremen
- ARNOLD, H. (1977): Tertiär. In: Geol. Karte Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 4314 Gütersloh, S. 51–52. Krefeld
- ARNOLD, H. u. A. THIERMANN (1967): Westfalen zur Kreidezeit – Ein paläogeographischer Überblick. II.: Die Unterkreide. In: Natur u. Heimat, 27. Jg., H. 1, S. 1–7. Münster
- BOIGK, H. (1968): Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. In: Geol. Jb., Bd. 85, S. 861–900. Hannover
- DEUTLOFF, O. (1976): Ausgewählte Tiefbohrungen. In: Geologie, Textbeilage zu den Karten „Geologie“ u. „Geologische Struktur“, S. 48–55. Hannover (= Deutscher Planungsatlas, Bd. 1, NRW, Lfg. 8)

- DEUTLOFF, O. (1986): Erdgeschichte. In: Geol. Karte Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 3914 Bielefeld, S. 9–41. Krefeld
- DEUTLOFF, O. (1989): Perm / Das Deckgebirge der Hessischen Senke. In: Geol. Karte Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 4718 Korbach, S. 18–21 / 37–39. Krefeld
- DOLEZALEK, B. (1978): Nutzbare Lockergesteine in Nordrhein-Westfalen. Krefeld (Geol. L.-Amt NRW)
- DORN, P. u. FR. LOTZE (1971): Geologie Mitteleuropas. 4., völlig neubearbeitete Auflage. Stuttgart
- DRIESEN, B. (1990): Erze / Der Münsterländer Kiessandzug. In: Geol. Karte Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 4310 Münster, S. 24–25 / 30–32. Krefeld
- DROZDZEWSKI, G. (1987): Tektonik im Känozoikum. In: Geol. Karte Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 4306 Recklinghausen, S. 22. Krefeld
- FEIGE, W. (1987): Karbonatkarstlandschaften im südöstlichen Westfalen. In: Lagerstätten, Gesteinsarten, Karst, S. 26–34. Münster (= Geogr.-landeskundl. Atlas von Westfalen, Lfg. 3, Begleittext zu Doppelblatt 1)
- FIEDLER, K. (1984): Tektonik (Baugeschichte). In: H. KLASSEN (Hg.): Geologie des Osnabrücker Berglandes, Textband, S. 519–565. Osnabrück
- FRICKE, K. (1954): Entstehung, Beschaffenheit und räumliche Verbreitung der Heil- und Mineralquellen Nordrhein-Westfalens. In: Amt für Bodenforschung, Landesstelle NRW, S. 4–40. Krefeld
- GEOLOGISCHES LANDESAMT Nordrhein-Westfalen (Hg.) (1988): Geologie am Niederrhein. 4., neubearb. u. erw. Auflage. Krefeld
- GRÜNHAGEN, H. (1976): Vulkanite des Tertiärs und Quartärs. In: Geologie, Textbeilage zu den Karten „Geologie“ u. „Geologische Struktur“, S. 32–34. Hannover (= Deutscher Planungsatlas, Bd. 1, NRW, Lfg. 8)
- HARTUNG, W. (1971): Die erdgeschichtliche Entwicklung des oldenburgisch-ostfriesischen Küstenraumes. In: Westfäl. Geographische Studien, Bd. 25, S. 62–80. Münster
- HEMPEL, L. (1976): Morphologie. Hannover (= Textbeilage zu den Karten „Morphographie“ u. „Höhenschichten“, Deutscher Planungsatlas, Bd. 1, NRW, Lfg. 9)
- HENNINGSSEN, D. (1986): Einführung in die Geologie der Bundesrepublik Deutschland, 3., neubearb. Auflage. Stuttgart
- HERDER-LEXIKON (1990): Geologie und Mineralogie. 6., neubearb. Auflage. Freiburg
- HESEMANN, J. (1968): Zur Charakteristik des Münsterländer Abbruchs. In: Decheniana, 119, S. 183–189. Bonn
- HESEMANN, J. (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. Paderborn (= Bochumer Geogr. Arbeiten, Sonderreihe: Bd. 2)
- HILDEN, H. D. u. A. THIERMANN (1988): Kreide. In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen (Hg.): Geologie am Niederrhein, S. 28–32. Krefeld
- HINZE, C. u. K.-D. MEYER (1984): Quartär. In: H. KLASSEN (Hg.): Geologie des Osnabrücker Berglandes, Textband, S. 499–518. Osnabrück
- HOFMANN, M. (1985): Südliche Westfälische Bucht: Von der Ems zur Möhne. In: Westfalen in Profilen. Ein geographisch-landeskundlicher Exkursionsführer, S. 115–131. Münster (= Landschaftsführer d. Westfäl. Heimatbundes, 10)
- KEMPER, E. (1971): Geologischer Führer durch die Grafschaft Bentheim und die angrenzenden Gebiete. 4. Auflage. Nordhorn (= Das Bentheimer Land, Nr. 64) (5. Auflage 1976)
- KEMPER, E. (1973): Das Berrias (tiefe Unterkreide) in Nordwest-Deutschland, In: Geol. Jb., A 9, S. 47–67. Hannover
- KLASSEN, H. (Hg.) (1984): Geologie des Osnabrücker Berglandes. Text- und Anlagenband. Osnabrück
- KLOSTERMANN, J. (1988): Quartär. In: Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen (Hg.): Geologie am Niederrhein, S. 40–63. Krefeld
- KLOSTERMANN, J. (1990): Tertiär. In: Geol. Karte Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 5102 Mönchengladbach, S. 19–26. Krefeld
- KÜHN-VELTEN, H. (1979): Bad Pyrmont. In: Geol. Karte Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 4318 Paderborn, S. 38–40. Krefeld
- KUKUK, P. u. C. HAHNE (1963): Die Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes (Ruhrreviers). Herne
- LIEDTKE, H. (1981a): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. Trier (= Forschungen z. deutschen Landeskunde, Bd. 204, 2., erw. Aufl.)
- LIEDTKE, H. (1981b): Führer f. d. Exkursion in das Gebiet des Dümmers. VIII. Symposium d. Arbeitskreises f. Geomorphologie in Bochum 1980. In: Bochumer Geogr. Arbeiten, H. 40, S. 97–137
- LIEDTKE, H. (Hg.) (1990): Eiszeitforschung. Darmstadt
- LOTZE, FR. (1965): Geologie. Berlin (= Slg. Göschen, Bd. 13/13a)
- MEYER, H.-H. (1984): Geographisch-geologischer Exkursionsführer für Diepholz und Umgebung. Hannover (= Jb. d. Geogr. Ges. zu Hannover, Sonderh. 10)
- MEYER, H. (1973): Einführung in die Geologie Niedersachsens. Clausthal-Zellerfeld
- MÜLLER, H. (1976): Oberdevon. In: Geologie, Textbeilage zu den Karten „Geologie“ und „Geologische Struktur“, S. 14–16. Hannover (= Deutscher Planungsatlas, Bd. 1, NRW, Lfg. 8)
- MÜLLER-WILLE, W. (1966): Bodenplastik und Naturräume Westfalens. Text u. Kartenband. Münster (= Spieker, Bd. 14)
- RICHTER-BERNBURG, G. (1977): „Saxonische Tektonik“, H. STILLES Begriff in heutiger Sicht. In: Zs. dt. geol. Ges., 128, S. 11–23. Hannover
- SCHÜTTLER, A. (1968): Das Land Nordrhein-Westfalen. In: Landesverm.-amt NRW (Hg.): Topographischer Atlas Nordrhein-Westfalen, S. 10–17. Bad Godesberg
- SCHULZ, G. (1989): Lexikon zur Bestimmung der Geländeformen in Karten. Berlin (= Berliner Geogr. Studien, Bd. 28)
- SEEDORF, H. H. (1981) mit Beiträgen von D. GROTHEN, W. KOST u. W. THIEM: Topographischer Atlas Niedersachsen und Bremen, hg. v. Nieders. Landesverwaltungsamt, Landesvermessung. Neumünster
- SHELL Internationale Petroleum Mij. B. V. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe
- STADLER G. u. R. TEICHMÜLLER (1971): Zusammenfassender Überblick über die Entwicklung des Bramscher Massivs und des Niedersächsischen Tektogens. In: Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 18, S. 547–564. Krefeld

- STILLE, H. (1910): Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. Hannover (= 5. Jahresber. d. Nieders. Geol. Ver.)
- TEICHMÜLLER, M., R. TEICHMÜLLER und H. BARTENSTEIN (1984): Inkohlung und Erdgas - Eine neue Inkohlungskarte der Karbon-Oberfläche in Nordwestdeutschland. In: Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 32, S. 11-34. Krefeld
- THIERMANN, A. (1976): Saxonisches Bruchfaltengebirge. In: Geologie, Textbeilage zu den Karten „Geologie“ u. „Geologische Struktur“, S. 39-40. Hannover (= Deutscher Planungsatlas, Bd. 1, NRW, Lfg. 8)
- THIERMANN, A. (1976): Perm. In: Geologie, Textbeilage zu den Karten „Geologie“ u. „Geologische Struktur“, S. 18-19. Hannover (= Deutscher Planungsatlas, Bd. 1, NRW, Lfg. 8)
- THIERMANN, A. (1986): Kreide. In: H. KLASSEN (Hg.): Geologie des Osnabrücker Berglandes, Textband, S. 427-461. Osnabrück
- THOME, K. N. (1976): Geologischer Überblick / Variscisches Faltengebirge. In: Geologie, Textbeilage zu den Karten „Geologie“ u. „Geologische Struktur“, S. 4-9 / 34-39. Hannover (= Deutscher Planungsatlas, Bd. 1, NRW, Lfg. 8)
- THOME, K. N. (1980): Der Vorstoß nordeuropäischer Inlandeises in das Münsterland in Elster- und Saale-Eiszeit. In: Westfäl. Geogr. Studien, Bd. 36, S. 21-40. Münster
- VOIGT, E. (1963): Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. In: Zs. dt. geol. Ges., 114, S. 378-418. Hannover
- VOIGT, E. (1977): Neue Daten über die submarine Großgleitung turoner Gesteine im Teutoburger Wald bei Halle/Westf. In: Zs. dt. geol. Ges., 128, S. 57-79. Hannover
- VON KAMP, H. (1981): Mesozoikum. In: Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 4714 Arnsberg, S. 14. Krefeld
- WEGNER, TH. (1926): Geologie Westfalens und angrenzender Gebiete. Paderborn (= Westfalenland. Eine Landes- u. Volkskunde Westfalens, Bd. 1)
- WOLDSTEDT, P. (1954): Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. In: Eiszeitalter u. Gegenwart, Bd. 4/5, S. 34-48
- WREDE, V. u. H. D. HILDEN (1988): Geologische Entwicklung. In: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen (Hg.): Geologie am Niederrhein, S. 7-14. Krefeld
- Blatt C 4302 Bocholt („Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000“, 1968), Bearb. F. J. BRAUN, H. DAHM-ARENS, H. BOLSENKÖTTER
- Blatt C 4306 Recklinghausen (2. Aufl. 1987), Bearb. H.-J. ANDERSON, M. VAN DEN BOSCH, F. J. BRAUN, G. DROZDZEWSKI, H. D. HILDEN, P. HOYER, G. KNAPP, H.-W. REHAGEN, G. STADLER, R. TEICHMÜLLER, A. THIERMANN, H. VOGLER
- Blatt C 4310 Münster (2. Aufl. 1990), Bearb. B. DRIESEN, M. KOCH, G. MICHEL, O. STEHN, V. WREDE
- Blatt C 4314 Gütersloh (1977), Bearb. H. ARNOLD
- Blatt C 4318 Paderborn (1979), Bearb. H.-D. DAHM, O. DEUTLOFF, J. KLOSTERMANN, G. KNAPP, H. KÜHN-VELTEN, G. MICHEL, K. SKUPIN
- Blatt C 4702 Krefeld (1984), Bearb. J. KLOSTERMANN, F.-G. LANGE, J. PRÜFERT, W. SCHLIMM, K. N. THOME, M. ZELLER
- Blatt C 4706 Düsseldorf-Essen (1980), Bearb. H. GRABERT, F. JANSEN, B. PIEPER, K.-H. RIBBERT, W. SCHLIMM, O. STEHN, K. H. SUCHAN, K. N. THOME, H. VOGLER
- Blatt C 4710 Dortmund (1989), Bearb. F. JANSEN, H. VON KAMP, H. KÜHN-VELTEN, H. MÜLLER, E. PAPROTH, A. RABITZ, H. VOGLER, E. KUNZ, K. N. THOME
- Blatt C 4714 Arnsberg (1981), Bearb. C.-D. CLAUSEN, H. VON KAMP, M. KOCH, H. KÜHN-VELTEN, K. LEUTERITZ, H. MÜLLER, K. N. THOME, H. VOGLER
- Blatt C 4718 Korbach (1989), Bearb. C.-D. CLAUSEN, O. DEUTLOFF, G. KNAPP, G. MICHEL, H. MÜLLER, K. SKUPIN
- Blatt C 5102 Mönchengladbach (1990), Bearb. J. KLOSTERMANN, W. PAAS, J. PRÜFERT, W. SCHLIMM, A. THIERMANN, M. ZELLER
- Blatt C 5106 Köln (1986), Bearb. H. HAGER, U. HAMMLER, H. D. HILDEN, M. HISS, H. VON KAMP, F.-G. LANGE, G. MICHEL, H.-P. MÜLLER, W. PAAS, M. REINHARDT
- Blatt C 5110 Gummersbach (1983), Bearb. C.-D. CLAUSEN, H. GRABERT, H. D. HILDEN, H. VON KAMP, H. KÜHN-VELTEN, H. VOGLER, M. LUSZNAT
- Blatt C 5114 Siegen (1985), Bearb. C.-D. CLAUSEN, H. VON KAMP, H. MÜLLER, M. THÜNKER, H. VOGLER, M. LUSZNAT
- Geologische Karte der nördlichen Eifel 1:100 000 (3. Aufl. 1980), Bearb. G. KNAPP
- Blatt C 5506 Bonn (1987), Bearb. O. BURGHARDT, U. HAMMLER, B. JÄGER, H. LEDOUX, G. MICHEL, H.-P. MÜLLER, M. REINHARDT

b) Weitere Literatur

Die Erläuterungen zu den Blättern des Kartenwerks „Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, hg. v. Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld“ informieren mit Textbeiträgen, Abbildungen, Tabellen und zahlreichen Literaturangaben über die geologischen Befunde in den einzelnen regionalen Baueinheiten sowie über ausgewählte Zeugnisse der Erd-, Natur- und Landschaftsgeschichte innerhalb der jeweiligen Blattgebiete.

- Blatt C 3910 Rheine (1987), Bearb. M. KOCH, A. THIERMANN
- Blatt C 3914 Bielefeld (1986), Bearb. O. DEUTLOFF, H. KÜHN-VELTEN, G. MICHEL
- Blatt C 3918 Minden (1982), Bearb. O. DEUTLOFF, H. KÜHN-VELTEN, G. MICHEL, K. SKUPIN

c) Karten

- Geologische Karte von Niedersachsen 1:25 000, mit Erläuterungen. Hg. Niedersächs. Landesamt f. Bodenforschung. Hannover
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, mit Erläuterungen. Hg. Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen. Krefeld
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, mit Erläuterungen. Hg. Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen. Krefeld
- Geotektonische Karte von Nordwestdeutschland 1:100 000. Hg. Geol. Landesamt Hannover (1946-1949)
- Geologische Übersichtskarte 1:200 000. Hg. Bundesanstalt f. Geowiss. u. Rohstoffe, in Zusammenarbeit

- mit den Geolog. Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland. Hannover
- Geologische Übersichtskarte von Nordwestdeutschland 1:300 000. Hg. Amt f. Bodenforschung. Bearb. A. BENZ, H. R. v. GAERTNER, H. J. MARTINI, P. WOLDSTEDT. Hannover 1951
- Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:300 000. Hg. Hess. Landesamt f. Bodenforschung. Wiesbaden 1973 (2. Aufl.)
- Geologische Übersichtskarte von Niedersachsen 1:500 000. Hg. Niedersächs. Landesverw.amt - Landesvermessung -. Hannover 1981
- Geologische Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:500 000. Hg. Min.präsident d. Landes NRW, Landesplanungsbehörde. Bearb. E. SCHRÖDER. Düsseldorf 1952
- Geologie 1:500 000, mit Textbeilage. Hg. Akad. f. Raumforsch. u. Landesplanung in Zus.-arb. mit der Landesplanungsbehörde Nordrhein-Westfalen, Bearb. O. DEUTLOFF. Hannover 1976 (= Deutscher Planungsatlas, Bd. 1, NRW, Lfg. 8)
- Geologische Struktur 1:500 000, mit Textbeilage. Hg. Akad. f. Raumforschung u. Landesplanung in Zus.-arb. mit der Landesplanungsbehörde Nordrhein-Westfalen. Bearb. H. D. DAHM, O. DEUTLOFF, G. HERBST, G. KNAPP, K. N. THOME. Hannover 1976 (= Deutscher Planungsatlas, Bd. 1, NRW, Lfg. 8)
- Geologie 1:600 000, mit Textbeilage. Hg. Rijks Geologische Dienst. Haarlem 1976 (= Atlas van Nederland, Blad II-3)
- Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:1 000 000 und benachbarter Gebiete. Hg. Bundesanst. f. Geowiss. u. Rohstoffe. Hannover 1981 (3. Aufl.)
- Anschrift des Verfassers: Dr. Klaus Temnitz, Geographische Kommission für Westfalen, Robert-Koch-Str. 26, 4400 Münster

Verlag: Aschendorffsche Verlagsbuchhandlung GmbH & Co., Münster

© 1992 Landschaftsverband Westfalen-Lippe,
Geographische Kommission für Westfalen

Das Werk ist urheberrechtlich geschützt. Die dadurch begründeten Rechte, insbesondere die der Übersetzung, des Nachdrucks, der Entnahme von Abbildungen, der Funksendung, der Wiedergabe auf fotomechanischem oder ähnlichem Wege und der Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen bleiben, auch bei nur auszugsweiser Verwertung, vorbehalten. Die Vergütungsansprüche des § 54, Abs. 2, UrhG, werden durch die Verwertungsgesellschaft Wort wahrgenommen.

Gesamtherstellung: Aschendorffsche Verlagsbuchhandlung GmbH & Co., Münster, 1992

Sechste Lieferung insgesamt
ISBN 3-402-06182-1

Doppelblatt: Geologie und Paläogeographie
ISBN 3-402-06184-8